

Evaluación de la aplicabilidad de la teledetección radar a la estimación de la humedad superficial del suelo en cuencas agrícolas

**Programa de Doctorado:
Ingeniería Rural y del Medio Ambiente**

*Landa Ingeniaritza eta Proiektuen Saila
Nafarroako Unibertsitate Publikoa*

*Dpto de Proyectos e Ingeniería Rural
Universidad Pública de Navarra*

DOCTORANDO

Jesús Álvarez Mozos

DIRECTORES

Javier Casalí Sarasíbar
María González de Audicana Amenabar

Pamplona, Noviembre de 2005

*Zuretzat Ainhoa,
nere bidailaguna.
Bidai eder hau
inoiz amaitu ez dadin*

AGRADECIMIENTOS

Comienzo esta sección de agradecimientos pidiendo perdón a las personas que la falta de memoria y la urgencia del momento me van a hacer olvidar. No os lo toméis a mal, ya sabéis que os estoy igualmente agradecido.

Eskerrik asko Ainhi. Gure tesia azkenean amaitu da. Zuretzat neretzat bezain gogorra izan dela badakit, edo gehiago. Eskerrik asko benetan izan dezun pazientziagatik eta momentu oro eman didazun laguntzagatik.

Voy a intentar expresar el agradecimiento que siento hacia mis padres, no me va a bastar con unas líneas aunque lo intentaré. Han sido ejemplo y guía, resguardo y sustento, ánimo y reconocimiento..., y lo siguen siendo, y lo serán. Entre otras cosas me han enseñado que las distancias sólo separan si uno quiere y que con esfuerzo y paciencia se pueden conseguir cosas que parecían inalcanzables. Aita, Ama: ESKERRIK ASKO!

Como no, a mis hermanos Leire y Mikel y a Iñigo, que siempre ayudan a recordar lo que uno es. Aunque pase el tiempo, hay cosas que nunca cambiarán. También al resto de familia, especialmente a Amama.

Muy especialmente a mis directores de tesis Javier y María. Me han enseñado con el ejemplo, guiado y asesorado perfectamente en este apasionante pero, frecuentemente, ingrato mundo de la investigación. ¡Gracias!

También al resto de compañeros de área, unidad docente, departamento y del grupo de investigación. Especialmente a los de los cafés, que hacen mucho más llevadera la rutina universitaria. También a Aran, por ayudarme en una labor tan dura y laboriosa como la medición de la rugosidad. Hori da hori Bergarakuon kasta! También a Luis Miguel Arregui, compañero del Departamento de Ciencias del Medio Natural, por cedernos amablemente algunos datos de vegetación.

A los amigos de Talleres Bacaicoa y NR Electronica. En especial a Palo y a sus inventos.

A mis amigos de Bergara, de Pamplona, amigos y familia de acogida de Tolosa. En especial a los amigos musikeros, que no todo en la vida es trabajar.

Por último, a la gente del *Laboratory of Hydrology and Water Management* de Gante, por acogerme, compartir conmigo sus conocimientos y permitirme partir de su experiencia. Especialmente a Niko Verhoest. También a Valentijn Pauwels y a Rudi Hoebe. Muy especialmente a Jan y Liesbet, así como al resto de personajes de Ottergemsesteenweg, 87. ¡Me pasaría toda la vida haciendo estancias como ésta!

RESUMEN

En esta tesis doctoral se aborda el tema de la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar. La humedad superficial del suelo es una variable que interviene en multitud de procesos que tienen lugar en la superficie terrestre. Su estimación a partir de sensores espaciales resultaría muy atractiva para disciplinas como la hidrología, agronomía, meteorología, etc.

Los sensores de teledetección radar emiten un pulso de radiación hacia la superficie del suelo y reciben la proporción del mismo que retorna al sensor, de este modo permiten calcular el coeficiente de retrodispersión σ^0 de la superficie. Este coeficiente depende de las características dieléctricas de la superficie del suelo, que, a su vez, se encuentran íntimamente relacionadas con su contenido de humedad. Sin embargo, existen otras variables que influyen en las observaciones radar, como la rugosidad superficial, lo que complica la estimación de la humedad superficial del suelo a partir de este tipo de imágenes.

Se han propuesto diferentes técnicas para estimar la humedad superficial del suelo a partir de imágenes radar. Entre éstas la aplicación e inversión de modelos de retrodispersión constituye la opción más adecuada. Otras técnicas, como los modelos de regresión lineal o las técnicas de detección de cambios, requieren de condiciones homogéneas de rugosidad y ángulo de incidencia, por lo que su aplicabilidad es más reducida. Entre los diferentes modelos de retrodispersión que se han propuesto el *Integral Equation Model* (IEM) es el más adecuado. Existen otros que pueden resultar interesantes por su sencillez o porque incorporan una descripción más simple de la rugosidad, pero el IEM tiene una sólida base teórica y ha sido exitosamente validado en condiciones de laboratorio.

En esta tesis doctoral, se evalúa la aplicabilidad de estos métodos a la estimación de la humedad superficial del suelo en una cuenca agrícola de Navarra. Para ello se cuenta con observaciones adquiridas por dos sensores espaciales, RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR, en sendas campañas experimentales llevadas a cabo en los años 2003 y 2004. En estas campañas experimentales se realizaron mediciones de campo de la humedad del suelo y de la rugosidad superficial. Estas mediciones se emplean para estimar los parámetros de rugosidad necesarios en los modelos de retrodispersión y para proporcionar mediciones de humedad de referencia con las que comparar las estimaciones que se realicen.

La existencia de vegetación complica el estudio de la humedad mediante esta técnica. En esta tesis se corrige la influencia que ejerce una cubierta de cereal mediante el empleo de un modelo semi-empírico denominado *Water Cloud Model* (WCM). Este método constituye una herramienta útil y sencilla para corregir la atenuación que ejerce la vegetación.

Entre los diferentes modelos de retrodispersión evaluados, el IEM es el que proporciona unos resultados más adecuados. El modelo empírico de Oh *et al.* (1992) no funciona correctamente en condiciones de ángulo de incidencia bajo y superficies poco rugosas. El modelo posterior de Oh (2004), en cambio, proporciona unos resultados adecuados.

La fiabilidad de las estimaciones mejora cuanto mayor sea el nivel de agregación o escala a la que se estima la humedad. En este trabajo se han obtenido estimaciones a escala de cuenca con un error del $0,06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, comparable al obtenido con métodos de medición de humedad en campo. Las estimaciones a escala puntual no resultan tan adecuadas debido a la influencia de la rugosidad espacial y su variabilidad espacial.

La rugosidad superficial es el principal escollo de la estimación de la humedad mediante teledetección radar. Su alta variabilidad espacial, por un lado, y la sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a sus parámetros, por otro, hacen que sea necesario caracterizarla de forma muy detallada.

En este contexto, se han empleado esquemas iterativos basados en el método propuesto por Pauwels *et al.* (2002) que permiten estimar tanto los parámetros de rugosidad como la humedad superficial a partir de dos observaciones adquiridas en condiciones homogéneas de rugosidad. Estos esquemas se basan en el uso combinado de dos modelos de retrodispersión que forman un sistema que se resuelve de forma iterativa. Si bien el fundamento de esta metodología resulta interesante, los resultados obtenidos varían con la rugosidad, ángulo de incidencia y condiciones de humedad haciendo que tales esquemas no sean generalizables.

Por otro lado, se ha tratado de estimar el parámetro de rugosidad longitud de correlación l , cuya medición en campo resulta más complicada, mediante sendas expresiones basadas en los trabajos de Davidson *et al.* (2003) y Baghdadi *et al.* (2002; 2004). Los resultados obtenidos por estos métodos resultan interesantes ya que demuestran la posibilidad de estimar el parámetro l a partir de la desviación estándar de las alturas de la superficie, parámetro considerablemente más fácil de determinar.

Siendo la rugosidad superficial una variable cuyo conocimiento es vital para estimar adecuadamente la humedad del suelo a partir de teledetección radar, en esta tesis se estudia a fondo su caracterización. En el ámbito de este tema se ha diseñado un perfilómetro láser que ha demostrado ser una herramienta muy valiosa para el estudio de la rugosidad. A partir de mediciones adquiridas mediante el mismo se analiza el comportamiento de los distintos parámetros existentes para la caracterización de la rugosidad, la influencia del laboreo en tales parámetros, su variabilidad o la escala de medida que resulta adecuada para caracterizar adecuadamente la rugosidad en superficies agrícolas.

ABSTRACT

This thesis is focused into the estimation of surface soil moisture through radar remote sensing. Surface soil moisture is an important variable that exerts a strong influence on many processes on the Earth surface. Its estimation by means of remote sensors is greatly attractive to several scientific fields, such as hydrology, agronomy or meteorology.

Radar sensors emit a radiation pulse towards the soil surface and measure the proportion of the emitted pulse that is backscattered to the sensor; in this manner they represent the backscattering coefficient σ^0 of the imaged surface. This coefficient depends on the dielectric constant of the soil surface, which is strongly related to its moisture content. However, there are other terrain variables that influence the radar observations, such as surface roughness. Therefore, the estimation of surface soil moisture by means of radar remote sensing is not an easy task.

Several methodologies have been proposed for the estimation of surface soil moisture through radar observations. The application and inversion of backscattering models is the most reliable technique. Other approaches, such as lineal regression models or change detection techniques require the surface roughness and incidence angle to be homogeneous, thus their applicability is limited to certain specific conditions. The most adequate backscattering model is the Integral Equation Model (IEM). There are other models that can be attractive because of their simplicity or their easier representation of surface roughness. However, the theoretical principles of the IEM and its successful laboratory validation are important advantages of this model.

The main aim of this thesis is to evaluate the applicability of the different methods for the radar based estimation of surface soil moisture on an agricultural catchment of Navarre. Radar observations acquired by two different sensors, RADARSAT-1 and ENVISAT/ASAR, are used. Coinciding with the radar observations, field campaigns were carried out. In those campaigns, surface soil moisture and roughness were extensively measured to provide estimates of the necessary roughness parameters and reference values to evaluate the accuracy of the soil moisture predictions.

The vegetation canopy complicates the estimation of surface soil moisture through radar. In this thesis, the influence that a cereal canopy exerts on the radar response is corrected by means of a semi-empirical model called Water Cloud Model (WCM). This technique provides an adequate and straightforward means for correcting the attenuation caused by the vegetation.

Among the different methods that have been evaluated in this thesis, the IEM is the one that provides the best results. The empirical model of Oh *et al.* (1992) does not provide an adequate solution on observations acquired with low incidence angles, especially over smooth surfaces. On the other hand, the later model of Oh (2004) yields better results.

The accuracy of the soil moisture estimations increases at larger scales or aggregation levels. In this thesis, catchment average soil moisture values have been determined with an error of $0.06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, which is similar to those obtained with point based moisture

probes. Point or pixel scale estimations are not reliable due to the strong influence of surface roughness and its spatial variability.

Surface roughness is the main drawback of the radar based surface soil moisture estimation. On the one hand, its high spatial variability and on the other hand, its strong influence on the backscattering coefficient, make it necessary to characterise it with high detail.

In this thesis some iterative schemes based on the method proposed by Pauwels *et al.* (2002) have been used. These schemes provide, in theory, a means for retrieving the surface soil moisture as well as the roughness parameters from two radar scenes acquired on homogenous roughness conditions. They combine two backscattering models and establish a system of equations that can be solved through iteration. Although the bases of this approach are very interesting, the obtained results are not adequate, as the retrieved roughness parameters do vary with the incidence angle, soil moisture and roughness conditions. Therefore, this approach is not of general validity.

On the other hand, several alternative approaches have been tested to estimate the roughness parameter correlation length l , whose field measurement is extremely difficult. Two approaches, based on the previous work of Davidson *et al.* (2003) and Baghdadi *et al.* (2002; 2004), have been applied. The obtained results are very interesting as they confirm the possibility of estimating l from the standard deviation of surface heights, which is a parameter much easier to measure.

Surface roughness is, therefore, a terrain variable whose detailed knowledge is of vital importance for an adequate estimation of soil moisture from radar observations. In this thesis, the characterisation of roughness is studied in depth. With this aim, a new laser profile meter has been designed. This instrument is a valuable tool for the detailed study of surface roughness. Based on data acquired with the laser profile meter, several key issues on surface roughness characterisation are addressed in this thesis. Different roughness parameters are evaluated, along with the influence that tillage exerts on them. The spatial variability of the roughness parameters and the scale necessary for its adequate measurement are also evaluated.

Índice

AGRADECIMIENTOS	iii
RESUMEN	v
ABSTRACT	vii
ÍNDICE	ix
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABLAS	xxv

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
1.1. Humedad superficial del suelo. Definiciones e importancia	3
1.2. Métodos de medición del contenido de humedad superficial del suelo	9
1.2.1. Técnicas de medición puntual de la humedad superficial del suelo	9
1.2.1.1. Método termogravimétrico	9
1.2.1.2. Sensores TDR (Time Domain Reflectometry)	11
1.2.1.3. Sondas de neutrones y de radiación Gamma	14
1.2.1.4. Sondas de capacitancia	15
1.2.2. Técnicas de estimación de la humedad superficial del suelo a partir de teledetección ...	16
1.2.2.1. Teledetección en el dominio del Visible	17
1.2.2.2. Teledetección en el dominio del Infrarrojo Térmico (IRT)	17
1.2.2.3. Teledetección pasiva en el dominio de las Microondas	18
1.2.2.4. Teledetección activa en el dominio de las Microondas	20
1.3.- Utilidad de la estimación de la humedad superficial del suelo en modelos hidrológicos	25
1.4.- Objetivos	29

Capítulo 2. ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE TELEDETECCIÓN RADAR	31
2.1. Antecedentes	33
2.1.1. Conceptos básicos de teledetección radar orientada a la estimación de la humedad superficial del suelo	33
2.1.1.1. Fundamentos	33

2.1.1.2. Influencia de la configuración del sensor en el coeficiente de retrodispersión	35
2.1.1.3. Influencia de las características de la superficie observada en el coeficiente de retrodispersión	36
A. Características dieléctricas	36
B. Rugosidad superficial	41
2.1.1.4. Profundidad de penetración en el suelo de la radiación empleada por los sensores radar	44
2.1.1.5. Configuración óptima de los sensores radar para el estudio de la humedad superficial del suelo	45
2.1.2. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a las características del terreno	47
2.1.2.1. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión al relieve	47
2.1.2.2. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a la rugosidad superficial	49
2.1.2.3. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a las características dieléctricas del suelo	52
2.1.2.4. Sumario	53
2.1.3. Métodos de estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar	55
2.1.3.1. Modelos de regresión lineal	55
2.1.3.2. Técnicas de detección de cambios	56
2.1.3.3. Modelos teóricos de retrodispersión	59
A. Modelos teóricos clásicos de retrodispersión	60
B. Integral Equation Model (IEM)	63
2.1.3.4. Modelos empíricos de retrodispersión	70
A. Modelo de Oh et al. (1992)	71
B. Modelo de Dubois et al. (1995)	72
2.1.3.5. Modelos semi-empíricos de retrodispersión	74
A. Modelo de Oh et al. (1994)	74
B. Modelo de Chen et al. (1995)	75
C. Modelo de Shi et al. (1997)	76
D. Modelos de Oh et al. (2002; 2004)	77
2.1.4. Análisis comparativo de los diferentes modelos de retrodispersión	79
2.1.4.1. Modelo de Oh et al. (1992)	79
2.1.4.2. Modelo de Dubois et al. (1995)	81
2.1.4.3. Modelo de Oh et al. (1994)	82
2.1.4.4. Modelo de Chen et al. (1995)	84
2.1.4.5. Modelo de Shi et al. (1997)	86
2.1.4.6. Modelos de Oh et al. (2002; 2004)	88
2.1.4.7. Sumario y justificación de los modelos elegidos	91

2.1.5. Corrección de la influencia de una capa de vegetación somera en la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar.....	93
2.1.5.1. Modelos empíricos	95
2.1.5.2. Modelos teóricos.....	29
2.1.5.3. Modelos semi-empíricos: Water Cloud Model (WCM).....	95
2.1.6. Objetivos.....	100
2.2. Materiales	101
2.2.1. Zona de estudio	101
2.2.2. Imágenes de satélite empleadas	111
2.2.2.1. Imágenes RADARSAT-1	111
2.2.2.2. Imágenes ENVISAT/ASAR	112
2.2.3. Equipos de medida en campo	114
2.2.3.1. Sonda TDR	114
2.2.3.2. Perfilómetro de varillas para la medición de la rugosidad superficial	118
2.2.3.3. Perfilómetro láser para la medición de la rugosidad superficial	120
2.3. Metodología	123
2.3.1. Mediciones de campo	123
2.3.1.1. Campaña RADARSAT-1	123
A. Mediciones de humedad del suelo	123
B. Mediciones de rugosidad superficial	126
C. Caracterización de la cubierta vegetal	130
2.3.1.2. Campaña ENVISAT/ASAR	138
A. Mediciones de humedad del suelo	138
B. Mediciones de rugosidad superficial	140
2.3.2. Procesamiento de las imágenes radar	150
2.3.2.1. Cálculo del coeficiente de retrodispersión	150
A. Imágenes RADARSAT-1	150
B. Imágenes ENVISAT/ASAR.....	155
2.3.2.2. Corrección geométrica	156
2.3.2.3. Filtrado del modeado o speckle	157
2.3.2.4. Cálculo de los valores del coeficiente de retrodispersión a escala de píxel, de parcela y de cuenca	158
2.3.3. Modelos de retrodispersión empleados	161
2.3.4. Adaptación del método de Pauwels et al. (2002)	163
2.3.4.1. Método de Pauwels et al. (2002)	163
2.3.4.2. Adaptación a la campaña RADARSAT-1	165
2.3.4.3. Adaptación a la campaña ENVISAT/ASAR	168

2.3.5. Otros métodos para estimar la longitud de correlación	170
2.3.5.1. Método basado en Davidson et al. (2003)	170
2.3.5.2. Método basado en Baghdadi et al. (2002; 2004)	170
2.4. Resultados	173
2.4.1. Modelos de regresión lineal entre el coeficiente de retrodispersión y la humedad superficial del suelo	173
2.4.1.1. Campaña RADARSAT-1.....	173
A. Escala de cuenca	174
B. Escala de parcela	174
C. Escala puntual o de píxel	175
2.4.1.2. Campaña ENVISAT/ASAR	177
2.4.2. Corrección de la influencia de la vegetación en la campaña RADARSAT-1	181
2.4.3. Aplicación del Integral Equation Model (IEM)	182
2.4.3.1. Campaña RADARSAT-1.....	182
2.4.3.2. Campaña ENVISAT/ASAR	186
2.4.4. Aplicación del modelo de Oh et al. (1992)	191
2.4.4.1. Campaña RADARSAT-1.....	191
2.4.4.2. Campaña ENVISAT/ASAR	193
2.4.5. Aplicación del modelo de Oh et al. (2004)	197
2.4.5.1. Campaña RADARSAT-1.....	197
2.4.5.2. Campaña ENVISAT/ASAR	199
2.4.6. Adaptación del método de Pauwels et al. (2002)	202
2.4.6.1. Campaña RADARSAT-1.....	202
A. Método de Pauwels et al. (2002) combinando los modelos IEM y Oh et al. (1992)	202
B. Método de Pauwels et al. (2002) combinando los modelos IEM y Oh et al. (2004)	210
2.4.6.2. Campaña ENVISAT/ASAR	216
A. Escala de cuenca	217
B. Escala de parcela	218
C. Resultados obtenidos con datos sintéticos	220
2.4.7. Otros métodos para estimar la longitud de correlación	226
2.4.7.1. Método basado en Davidson et al. (2003)	226
2.4.7.2. Método basado en Baghdadi et al. (2002; 2004)	232
2.5. Conclusiones	239
 Capítulo 3. ESTUDIO DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL DEL SUELO EN TERRENOS CULTIVADOS	 245
3.1. Introducción y objetivos	247

3.1.1. Introducción	247
3.1.2. Rugosidad superficial del suelo. Definición e importancia	248
3.1.3. Representación de la rugosidad superficial	251
3.1.3.1. Representación clásica	251
3.1.3.2. Representación fractal	253
3.1.3.3. Otro tipo de representaciones	255
3.1.4. Instrumentos para la medición de la rugosidad	258
3.1.4.1. Instrumentos mecánicos	258
3.1.4.2. Instrumentos telemétricos	260
3.1.5. Escala de medida adecuada para aplicaciones de teledetección radar	263
3.1.5.1. Intervalo de muestreo	263
3.1.5.2. Longitud de perfil	264
3.1.6. Evolución temporal de la rugosidad en superficies cultivadas	266
3.1.7. Objetivos	268
3.2. Materiales	269
3.2.1. Perfilómetro láser	269
3.2.2. Campaña experimental	276
3.3. Metodología	279
3.3.1. Procesamiento de los perfiles	279
3.3.2. Cálculo de los parámetros de rugosidad	280
3.4. Resultados	281
3.4.1. Análisis comparativo de los diferentes parámetros de rugosidad	281
3.4.2. Influencia del laboreo en la rugosidad superficial	287
3.4.3. Variabilidad de los parámetros de rugosidad medios por parcela	289
3.4.4. Influencia de la escala de medida en los parámetros de rugosidad	291
3.4.4.1. Influencia del intervalo de muestreo	291
3.4.4.2. Influencia de la longitud de perfil	293
3.4.5. Evolución temporal de la rugosidad superficial	296
3.5. Conclusiones	299
 Capítulo 4. CONCLUSIONES	303
 Capítulo 5. LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN	307
5.1. Introducción	309
5.2. Estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar	311

5.3. Estudio de la rugosidad superficial del suelo	313
5.4. Incorporación de las observaciones de humedad a modelos hidrológicos	315
5.4.1. Evaluación, calibración y validación de modelos hidrológicos	315
5.4.2. Asimilación de observaciones de humedad en modelos hidrológicos	317
5.4.2.1. Inserción directa	318
5.4.2.2. Corrección estadística	319
5.4.2.3. Relajación Newtoniana	319
5.4.2.4. Interpolación estadística	321
5.4.2.5. Técnicas basadas en el filtro de Kalman	322
 BIBLIOGRAFÍA	 327

Lista de figuras

Figura 1.1.1. Representación del ciclo hidrológico.....	4
Figura 1.1.2. Cárcava efímera generada en una vaguada de una parcela cultivada en Navarra	8
Figura 1.2.1. Material necesario para la recolección de muestras de suelo inalteradas	10
Figura 1.2.2. Sensor de humedad TDR TRIME-FM de IMKO GmbH.....	12
Figura 1.2.3. Representación del funcionamiento de una sonda de neutrones	14
Figura 1.2.4. Sonda de capacitancia DIVINER 2000	16
Figura 1.2.5. Espectro electromagnético	18
Figura 1.2.6. Representación esquemática del fundamento de un sensor radar.....	20
Figura 2.1.1. Esquema del funcionamiento de un sensor radar.....	33
Figura 2.1.2. A) Representación del ángulo de incidencia de una imagen SAR y B) del ángulo de incidencia local.....	36
Figura 2.1.3. Relación entre la humedad volumétrica y la constante dieléctrica relativa del suelo	39
Figura 2.1.4. Diferentes patrones de reflexión en función de la rugosidad de la superficie	41
Figura 2.1.5. Coeficiente de retrodispersión σ^0 observado en función del ángulo de incidencia para diferentes condiciones de rugosidad	42
Figura 2.1.6. Profundidad de penetración a diferentes frecuencias.....	45
Figura 2.1.7. Análisis de la influencia del ángulo de incidencia θ_{inc} en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie lisa	48
Figura 2.1.8. Análisis de la influencia del ángulo de incidencia θ_{inc} en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie rugosa	49
Figura 2.1.9. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad desviación estándar de las alturas s en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $l=3,0$ cm	50
Figura 2.1.10. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad desviación estándar de las alturas s en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $l=10,0$ cm	50
Figura 2.1.11. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad longitud de correlación l en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $s=1,0$ cm.....	51
Figura 2.1.12. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad longitud de correlación l en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $s=2,0$ cm.....	51
Figura 2.1.13. Análisis de la influencia de la constante dieléctrica ε en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $s=1,0$ cm	52

Figura 2.1.14. Análisis de la influencia de la constante dieléctrica ε en el coeficiente de retrodispersión σ^0 en una superficie con $s=2,0$ cm.....	53
Figura 2.1.15. Regresión lineal entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 y la humedad.....	55
Figura 2.1.16. Rango de validez de los diferentes modelos teóricos clásicos de retrodispersión	63
Figura 2.1.17. Rango de validez de los diferentes modelos teóricos de retrodispersión incluyendo el IEM	65
Figura 2.1.18. Cámara anecoica instalada en el EMSL en Ispra (Italia)	68
Figura 2.1.19. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	80
Figura 2.1.20. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	80
Figura 2.1.21. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	81
Figura 2.1.22. Comportamiento del modelo de Dubois et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	81
Figura 2.1.23. Comportamiento del modelo de Dubois et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	82
Figura 2.1.24. Comportamiento del modelo de Dubois et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	82
Figura 2.1.25. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	83
Figura 2.1.26. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	83
Figura 2.1.27. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	84
Figura 2.1.28. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0	84
Figura 2.1.29. Comportamiento del modelo de Chen et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en el ratio de co-polarización.....	85
Figura 2.1.30. Comportamiento del modelo de Chen et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en el ratio de co-polarización	85
Figura 2.1.31. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	86
Figura 2.1.32. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	86
Figura 2.1.33. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	87
Figura 2.1.34. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0	87

Figura 2.1.35. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	88
Figura 2.1.36. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	88
Figura 2.1.37. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	89
Figura 2.1.38. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0	89
Figura 2.1.39. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0	90
Figura 2.1.40. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0	90
Figura 2.1.41. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0	91
Figura 2.1.42. Interacciones que se pueden producir entre la radiación incidente y el sistema vegetación-suelo.....	93
Figura 2.1.43. Los cultivos de cereal, especialmente en sus primeros estados de desarrollo, se adecuan bien a la representación que propone el Water Cloud Model (WCM).....	96
Figura 2.1.44. Esquema general del Water Cloud Model (WCM)	97
Figura 2.2.1. Localización de la cuenca La Tejería	101
Figura 2.2.2. a) Vista tridimensional de la cuenca de la Tejería. b) Vista en planta mostrando el relieve junto con la red hidrográfica y la distribución de parcelas.....	102
Figura 2.2.3. Evolución de la temperatura y precipitación media mensual en la cuenca de La Tejería.....	102
Figura 2.2.4. Distribución de las diferentes unidades de suelo presentes en La Tejería	104
Figura 2.2.5. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería en el periodo febrero – abril 2003.	105
Figura 2.2.6. Fotografías de los diferentes estados superficiales hallados en la cuenca.....	106
Figura 2.2.7. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería el 3 de septiembre de 2004.....	107
Figura 2.2.8. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería el 22 de septiembre de 2004.....	107
Figura 2.2.9. Fotografías de las diferentes clases de cultivo o estado superficial halladas en la cuenca en septiembre de 2004.....	110
Figura 2.2.10. Extensión abarcada por las imágenes RADARSAT-1	112
Figura 2.2.11. Extensión abarcada por las imágenes ENVISAT/ASAR	113
Figura 2.2.12. Dimensiones en mm de la sonda P3 de TRIME-FM3.....	115
Figura 2.2.13. Inserción inclinada de la sonda P3 para medir el contenido de humedad de los primeros 10 cm de suelo	116

Figura 2.2.14. Inserción horizontal de la sonda P3 para medir el contenido de humedad de los primeros 10 cm de suelo	116
Figura 2.2.15. Resultados de la calibración de laboratorio del instrumento TDR.....	117
Figura 2.2.16. Perfilómetro de varillas empleado para la medición de la rugosidad superficial.	118
Figura 2.2.17. Fotografía de un perfil corregida geoméricamente y con el perfil digitalizado	119
Figura 2.2.18. Perfilómetro láser instalado en campo.....	120
Figura 2.3.1. Parcelas de control en la campaña RADARSAT-1. Se muestran en línea gruesa y se indica su identificador catastral.....	125
Figura 2.3.2. Diagrama de caja que muestra las mediciones de humedad realizadas en la cuenca. Se observa que la humedad medida responde a la precipitación antecedente.....	126
Figura 2.3.3. Diagrama indicando la dirección de labrado de cada parcela.....	127
Figura 2.3.4. Representación de la geometría de la observación en parcelas agrícolas con una estructura de labrado clara.....	128
Figura 2.3.5. Representación del coeficiente de retrodispersión σ^0 medio por parcela en función del ángulo β	129
Figura 2.3.6. Funciones de autocorrelación medidas para cada perfil y representadas según su clase.....	130
Figura 2.3.7. Funciones de autocorrelación medias de cada clase con su correspondiente función exponencial y gaussiana	131
Figura 2.3.8. Gráficos mostrando los valores medios de los parámetros de rugosidad (s y l) y, en barras de error, su desviación estándar	132
Figura 2.3.9. Variables meteorológicas medidas en la localización del ensayo de referencia (Pamplona – Larrabide) y en La Tejería	134
Figura 2.3.10. Mediciones tomadas en trigo en el ensayo de referencia realizado en la finca de la ETSIA, UPNA, Pamplona.....	135
Figura 2.3.11. Imagen LANDSAT 7 ETM+ adquirida sobre Navarra el 17 de marzo de 2003.....	136
Figura 2.3.12. Distribución del índice de vegetación NDVI en la cuenca de La Tejería	137
Figura 2.3.13. Parcelas de control de la cuenca de La Tejería en la campaña ENVISAT/ASAR. Las parcelas de control se representan en línea gruesa y con su indicador catastral.....	139
Figura 2.3.14. Diagrama de caja que muestra las mediciones de humedad realizadas en la cuenca en la campaña ENVISAT/ASAR.....	139
Figura 2.3.15. Gráficos mostrando los valores medios de los parámetros de rugosidad (s y l) para cada parcela de control y, en barras de error, su desviación estándar.....	141
Figura 2.3.16. Funciones de autocorrelación de los perfiles adquiridos en cada parcela. En rojo se muestra la función de autocorrelación media	143
Figura 2.3.17. Funciones de autocorrelación medias de cada parcela con su correspondiente función exponencial y gaussiana.....	144
Figura 2.3.18. Perfiles de ejemplo adquiridos mediante el perfilómetro láser en las diferentes clases de laboreo observadas y en paralelo a la dirección de labranza	146

Figura 2.3.19. Funciones de autocorrelación de los perfiles adquiridos en cada parcela.....	148
Figura 2.3.20. Funciones de autocorrelación medias de cada parcela con su correspondiente función exponencial y gaussiana.....	149
Figura 2.3.21. Planteamiento geométrico del cálculo del ángulo de incidencia local	152
Figura 2.3.22. Representación del ángulo de incidencia local calculado para la cuenca de La Tejería	155
Figura 2.3.23. a) Ángulo de incidencia teórico calculado para la imagen ENVISAT/ASAR del 3 de septiembre y b) ángulo de incidencia real calculado teniendo en cuenta el relieve	156
Figura 2.3.24. Imagen RADARSAT-1 a la que se ha superpuesto una capa vectorial con las parcelas de la cuenca sin considerar los píxeles de borde	158
Figura 2.3.25. Histogramas de las imágenes RADARSAT-1 adquiridas sobre la cuenca de La Tejería	159
Figura 2.3.26. Histogramas de las imágenes ENVISAT/ASAR adquiridas sobre la cuenca de La Tejería ..	160
Figura 2.3.27. Algoritmo iterativo planteado por Pauwels et al. (2002)	164
Figura 2.3.28. Esquema que representa el procedimiento de resolución.....	164
Figura 2.3.29. Comparación entre las estimaciones de humedad y las observaciones realizadas en campo por Pauwels et al. (2002)	165
Figura 2.3.30. Existen cuatro diferentes posibilidades usando dos de las cinco observaciones en la iteración para la estimación de los parámetros de rugosidad	167
Figura 2.3.31. Algoritmo para la estimación de la humedad del suelo y los parámetros de rugosidad empleando imágenes ENVISAT/ASAR AP.....	169
Figura 2.4.1. Regresión lineal ajustada a escala de cuenca.....	174
Figura 2.4.2. Regresiones lineales a escala de parcela ajustadas para cada clase	176
Figura 2.4.3. Regresiones lineales a escala puntual ajustadas para cada clase.....	177
Figura 2.4.4. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control el 3 de septiembre de 2004.....	178
Figura 2.4.5. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control el 22 de septiembre de 2004.....	178
Figura 2.4.6. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control los días 3 y 22 de septiembre de 2004	179
Figura 2.4.7. Correlación entre el ratio de co-polarización $\sigma_{hh/vv}^0$ observado por ENVISAT/ASAR.....	179
Figura 2.4.8. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT ($\sigma_{RADARSAT}^0$) a escala de cuenca	182
Figura 2.4.9. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de cuenca.....	183
Figura 2.4.10. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT ($\sigma_{RADARSAT}^0$) a escala de parcela	183
Figura 2.4.11. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de parcela.....	184

Figura 2.4.12. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca	185
Figura 2.4.13. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela.....	186
Figura 2.4.14. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca	187
Figura 2.4.15. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04.....	188
Figura 2.4.16. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04.....	188
Figura 2.4.17. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de campo a escala de parcela el día 03/09/04.....	189
Figura 2.4.18. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo Geometrical Optics (GOM) frente a las observaciones adquiridas por ENVISAT/ASAR a escala de parcela el día 22/09/04	189
Figura 2.4.19. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (σ_{oh}^0) a escala de cuenca frente a las observaciones de RADARSAT-1	191
Figura 2.4.20. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (σ_{oh}^0) frente a las observaciones de RADARSAT a escala de parcela	192
Figura 2.4.21. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca	192
Figura 2.4.22. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela	193
Figura 2.4.23. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca	194
Figura 2.4.24. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04	194
Figura 2.4.25. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca	195
Figura 2.4.26. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04	195
Figura 2.4.27. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) frente a las observaciones de campo a escala de parcela el día 22/09/04.....	196
Figura 2.4.28. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) ($\sigma_{oh, 2004}^0$) frente a las observaciones de RADARSAT a escala de cuenca.....	197
Figura 2.4.29. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) ($\sigma_{oh, 2004}^0$) frente a las observaciones de RADARSAT a escala de parcela.....	198
Figura 2.4.30. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh (2004) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca	198

Figura 2.4.31. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh (2004) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela	199
Figura 2.4.32. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca.....	200
Figura 2.4.33. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04.....	200
Figura 2.4.34. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca.....	201
Figura 2.4.35. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04.....	201
Figura 2.4.36. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca con valores óptimos.....	204
Figura 2.4.37. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca	204
Figura 2.4.38. Parámetros de rugosidad estimados mediante el método de Pauwels et al. (2002) a escala de parcela	205
Figura 2.4.39. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela	206
Figura 2.4.40. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos.....	208
Figura 2.4.41. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético	209
Figura 2.4.42. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca	211
Figura 2.4.43. Parámetros de rugosidad estimados mediante el método de Pauwels et al. (2002) a escala de parcela	212
Figura 2.4.44. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela	213
Figura 2.4.45. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos.....	214
Figura 2.4.46. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético	215
Figura 2.4.47. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca en la campaña ENVISAT.....	217
Figura 2.4.48. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} el 03/09/04	218
Figura 2.4.49. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} el 22/09/04.....	219
Figura 2.4.50. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos empleando Oh et al. (1992).....	221

Figura 2.4.51. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos empleando el modelo de Oh (2004)	223
Figura 2.4.52. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) empleando Oh et al. (1992), frente a las observaciones hipotéticas.....	224
Figura 2.4.53. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) incorporando el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones hipotéticas	225
Figura 2.4.54. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad medios medidos para cada clase en la campaña RADARSAT-1.....	226
Figura 2.4.55. Relación entre los parámetros de rugosidad medidos para cada perfil en la campaña RADARSAT-1	227
Figura 2.4.56. Relación entre los parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 03/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR.....	227
Figura 2.4.57. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad de cada perfil adquirido el día 03/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR.....	228
Figura 2.4.58. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 22/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR.....	228
Figura 2.4.59. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad de cada perfil tomado el día 22/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR.....	229
Figura 2.4.60. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión calculado mediante el IEM (σ^0_{IEM}) a la longitud de correlación en las diferentes clases de rugosidad observadas	233
Figura 2.4.61. Relación entre el valor óptimo de l obtenido mediante la inversión del IEM l_{cal1} y su correspondiente valor de s	234
Figura 2.4.62. Relación entre el valor óptimo de l obtenido mediante la inversión del IEM l_{cal2} y su correspondiente valor de s	234
Figura 2.4.63. Relación entre el valor óptimo de l invertido mediante el IEM l_{cal1} y su correspondiente valor de s	236
Figura 2.4.64. Relación entre el valor óptimo de l invertido mediante el IEM l_{cal2} y su correspondiente valor de s	237
Figura 3.1.1. Fotografía adquirida sobre la cuenca de La Tejería el 13/11/2002 mostrando las componentes orientada y aleatoria de la rugosidad sobre superficies agrícolas.....	248
Figura 3.1.2. Perfil de rugosidad adquirido en La Tejería el 22/09/2004 y su correspondiente función de autocorrelación.....	251
Figura 3.1.3. Perfil de rugosidad exponencial (a) y gaussiano (b) y sus correspondientes funciones de autocorrelación.....	252
Figura 3.1.4. Plancha metálica graduada (Meshboard) empleada para medir la rugosidad.....	259
Figura 3.1.5. Fundamento de los sensores láser basados en la triangulación.....	261
Figura 3.1.6. Instalación de campo necesaria para la medición de la rugosidad mediante técnicas fotogramétricas	262
Figura 3.2.1. Perfilómetro láser instalado en campo	269

Figura 3.2.2. Distanciómetro láser DME2000 de la casa SICK	270
Figura 3.2.3. Detalle en el que se aprecian los componentes del carro motorizado	271
Figura 3.2.4. Detalle en el que se aprecian los componentes del trípode	271
Figura 3.2.5. Nivel de mano	272
Figura 3.2.6. Cuadro en el que se encuentran instaladas las baterías y el Data Logger.....	272
Figura 3.2.7. Montaje en laboratorio para la calibración del pandeo del perfil de aluminio	274
Figura 3.2.8. Sensor láser tomando medidas sobre la superficie de referencia.....	274
Figura 3.2.9. Perfil medio adquirido sobre la superficie de referencia.....	275
Figura 3.2.10. Curvas parabólicas ajustadas para corregir la deformación por pandeo.....	275
Figura 3.2.11. Precipitación diaria y acumulada recogida en La Tejería entre septiembre de 2004 y marzo de 2005.....	277
Figura 3.2.12. Precipitación acumulada recogida en La Tejería entre septiembre y marzo desde el año 1996-1997 hasta el 2004-2005.....	277
Figura 3.3.1. Diferentes pasos a seguir en el procesamiento de los perfiles de rugosidad	279
Figura 3.4.1. Relación entre los parámetros s y l medidos para cada perfil	281
Figura 3.4.2. Diagramas de cajas de los parámetros s y l medidos para los perfiles de cada clase.....	282
Figura 3.4.3. Relación entre los parámetros s y $\rho'(0)$ medidos para cada perfil.....	282
Figura 3.4.4. Diagrama de cajas del parámetro $\rho'(0)$	283
Figura 3.4.5. Relación entre el logaritmo del intervalo de medida (Δx) y el del perímetro del perfil (L)	283
Figura 3.4.6. Relación entre la dimensión fractal D de los perfiles de rugosidad medidos y su correspondiente valor de s	284
Figura 3.4.7. Diagrama de cajas de la dimensión fractal D de los perfiles tomados para cada clase.....	284
Figura 3.4.8. Relación entre el coeficiente de Hurst H de los perfiles de rugosidad medidos y su correspondiente valor de s	285
Figura 3.4.9. Diagrama de cajas del coeficiente de Hurst H de los perfiles tomados para cada clase.....	285
Figura 3.4.10. Coeficiente de variación medio por parcela de los diferentes parámetros en cada clase	289
Figura 3.4.11. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica de s	291
Figura 3.4.12. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica de l	292
Figura 3.4.13. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro $\rho'(0)$	292
Figura 3.4.14. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro H , coeficiente de Hurst.....	293
Figura 3.4.15. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica de s	294
Figura 3.4.16. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica de l	294
Figura 3.4.17. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica del parámetro $\rho'(0)$	295

Figura 3.4.18. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica de H	295
Figura 3.4.19. Evolución de los parámetros de rugosidad medios por parcela a lo largo de la campaña de estudio.....	296
Figura 5.4.1. Representación del objetivo de la asimilación de información	317
Figura 5.4.2. Representación de la inserción directa	318
Figura 5.4.3. Representación de la relajación Newtoniana.....	320
Figura 5.4.4. Representación de las diferencias entre el filtro extendido de Kalman EKF y el filtro conjunto de Kalman EnKF	324

Lista de tablas

Tabla 1.2.1. Resumen de las principales técnicas empleadas para la estimación de la humedad del suelo a partir de teledetección	16
Tabla 1.2.2. Principales características de los radiómetros microondas sobre plataformas espaciales activos en la actualidad y previstos a corto plazo	22
Tabla 1.2.3. Características de los principales satélites que incorporan sensores SAR	23
Tabla 2.1.1. Coeficientes propuestos en el modelo de Hallikainen et al. (1985).....	38
Tabla 2.2.1. Características generales de las unidades de suelos presentes en la cuenca de La Tejería.....	103
Tabla 2.2.2. Clasificación de parcelas en cuanto a su cultivo y estado superficial. La descripción de las clases se basa en observaciones realizadas en febrero de 2003.....	104
Tabla 2.2.3. Clasificación de parcelas en cuanto a su cultivo y estado superficial.....	108
Tabla 2.2.4. Características generales de las imágenes RADARSAT-1 empleadas.....	112
Tabla 2.2.5. Imágenes ENVISAT/ASAR empleadas	113
Tabla 2.3.1. Valores de densidad aparente medios (ρ_b) y su desviación típica para las diferentes clases de cultivos	124
Tabla 2.3.2. Valores de humedad medios de la cuenca y su desviación típica.....	125
Tabla 2.3.3. Valores de humedad medios para cada parcela de control.....	126
Tabla 2.3.4. Error cuadrático medio (rmse) entre la función de autocorrelación media de cada clase y la función exponencial y gaussiana respectivamente.....	131
Tabla 2.3.5. Parámetros de rugosidad (s y l) medios observados para cada clase	131
Tabla 2.3.6. Valores de los parámetros de rugosidad s y l (en cm) medidos por otros investigadores sobre diferentes condiciones de cultivo y laboreo.....	132
Tabla 2.3.7. Mediciones tomadas en trigo en el ensayo de referencia realizado en la finca de la ETSIA, UPNA, Pamplona	134
Tabla 2.3.8. Valores interpolados de M_V y LAI para las cinco fechas de adquisición de imágenes RADARSAT-1.....	135
Tabla 2.3.9. Valores interpolados de M_V y LAI para las fechas de adquisición de imágenes RADARSAT-1.....	137
Tabla 2.3.10. Valores medios de densidad aparente (ρ_b), humedad del suelo (SM)	139
Tabla 2.3.11. Valores medios por parcela de densidad aparente (ρ_b), humedad del suelo (SM)	139
Tabla 2.3.12. Parámetros de rugosidad medidos en las parcelas de control el 4 de septiembre de 2004....	141
Tabla 2.3.13. Error medio cuadrático (rmse) calculado entre la función de autocorrelación media de cada parcela y su correspondiente función exponencial y gaussiana.....	144

Tabla 2.3.14. Parámetros de rugosidad medidos aleatoriamente en las diferentes clases presentes en La Tejería el 4 de septiembre de 2004.....	145
Tabla 2.3.15. Parámetros de rugosidad medidos los días 23 y 24 de septiembre de 2004.....	146
Tabla 2.3.16. Ángulo de incidencia local (θ) medio de La Tejería correspondiente a cada imagen	154
Tabla 2.3.17. Número de puntos y error obtenido al georreferenciar las imágenes. rmse se refiere al error cuadrático medio	157
Tabla 2.3.18. Valor medio del coeficiente de retrodispersión (σ^0) y su desviación estándar para la cuenca de La Tejería en cada imagen RADARSAT-1	159
Tabla 2.3.19. Valor medio del coeficiente de retrodispersión (σ^0) y su desviación estándar para la cuenca de La Tejería en cada imagen ENVISAT/ASAR	159
Tabla 2.4.1. Regresiones lineales ajustadas para cada parcela. Se detalla la pendiente (a), ordenada en el origen ($y(0)$), el coeficiente de correlación (R^2) y la potencia del ajuste (P) en cada caso...	175
Tabla 2.4.2. Constantes empíricas B, C y D del modelo WCM ajustadas a escala de cuenca	181
Tabla 2.4.3. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM a escala de cuenca	187
Tabla 2.4.4. Observaciones y estimaciones de humedad realizadas mediante el IEM a escala de cuenca ..	189
Tabla 2.4.5. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo GOM a escala de cuenca.....	190
Tabla 2.4.6. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) a escala de cuenca.....	194
Tabla 2.4.7. Observaciones de humedad y estimaciones realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) a escala de cuenca.....	196
Tabla 2.4.8. Parámetros de rugosidad estimados para cada par de imágenes empleado en la iteración	203
Tabla 2.4.9. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela.....	206
Tabla 2.4.10. Pares de imágenes hipotéticos considerados en el estudio realizado con datos sintéticos.....	207
Tabla 2.4.11. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia considerado en el estudio realizado con datos sintéticos.....	207
Tabla 2.4.12. Error obtenido en la estimación de la humedad para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia.....	210
Tabla 2.4.13. Parámetros de rugosidad estimados para cada par de imágenes empleado en la iteración ..	211
Tabla 2.4.14. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela.....	212
Tabla 2.4.15. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia considerado en el estudio realizado con datos sintéticos.....	215
Tabla 2.4.16. Error obtenido en la estimación de la humedad para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia.....	216
Tabla 2.4.17. Parámetros de rugosidad medios de la cuenca observados y estimados en la campaña ENVISAT/ASAR.....	217
Tabla 2.4.18. Parámetros de rugosidad observados y estimados para las parcelas 188 y 189 en la campaña ENVISAT/ASAR el día 03/09/04.....	218

Tabla 2.4.19. Parámetros de rugosidad observados y estimados para las parcelas estudiadas en la campaña ENVISAT/ASAR el día 22/09/04.....	219
Tabla 2.4.20. Parámetros de rugosidad estimados para las diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia empleando Oh et al. (1992).....	222
Tabla 2.4.21. Parámetros de rugosidad estimados para las diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia empleando Oh et al. (2004)	222
Tabla 2.4.22. Error en la estimación de la humedad en los diferentes tratamientos de rugosidad y ángulo de incidencia considerados. El método emplea el modelo de Oh (1992).....	224
Tabla 2.4.23. Error en la estimación de la humedad en los diferentes tratamientos de rugosidad y ángulo de incidencia considerados. El método emplea el modelo de Oh (2004).....	225
Tabla 2.4.24. Parámetros de rugosidad medidos para cada clase de rugosidad en la campaña RADARSAT-1 y valores de l calculados según Davidson et al. (2003)	229
Tabla 2.4.25. Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003)	230
Tabla 2.4.26. Error medio cuadrático rmse en la estimación de la humedad del suelo SM mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003).....	230
Tabla 2.4.27. Parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 03/09/2004 en la campaña ENVISAT/ASAR y valores de l calculados según Davidson et al. (2003)	230
Tabla 2.4.28. Parámetros de rugosidad medidos para parcela el día 22/09/2004 en la campaña ENVISAT/ASAR y valores de l calculados según Davidson et al. (2003)	231
Tabla 2.4.29. Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la imagen ENVISAT/ASAR del 03/09/2004	231
Tabla 2.4.30. Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el GOM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la imagen ENVISAT/ASAR del 22/09/2004.....	232
Tabla 2.4.31. Parámetros de rugosidad óptimos l_{cal1} y l_{cal2} , y sus respectivas desviaciones típicas, estimados para cada clase de rugosidad estudiada en la campaña RADARSAT-1	233
Tabla 2.4.32. Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la campaña RADARSAT-1	235
Tabla 2.4.33. Error medio cuadrático rmse en la estimación de la humedad del suelo SM mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la campaña RADARSAT-1.....	235
Tabla 2.4.34. Parámetros de rugosidad óptimos l_{cal1} y l_{cal2} estimados para cada parcela de control en la campaña ENVISAT/ASAR	236
Tabla 2.4.35. Error medio cuadrático rmse en la estimación de σ^0 y SM mediante el IEM y el canal vv de ENVISAT/ASAR AP empleando los parámetros de rugosidad calibrados con el canal hh	237

Tabla 3.2.1. Características del distanciómetro láser DME2000 de la casa SICK	270
Tabla 3.2.2. Clase de laboreo de las diferentes parcelas de control.....	276
Tabla 3.2.3. Número total de perfiles adquirido en cada clase de laboreo	278
Tabla 3.4.1. Valores medios, desviación típica (σ) y coeficiente de variación (CV) para las diferentes clases de los parámetros de rugosidad	287
Tabla 3.4.2. Resultados del análisis de la varianza del parámetro s	287
Tabla 3.4.3. Resultados del análisis de la varianza del parámetro l	288
Tabla 3.4.4. Resultados del análisis de la varianza del parámetro $\rho'(0)$	288
Tabla 3.4.5. Resultados del análisis de la varianza del parámetro H	288
Tabla 3.4.6. Coeficiente de variación medio por parcela de los diferentes parámetros de rugosidad evaluado para las distintas clases observadas.....	290
Tabla 3.4.7. Precipitación acumulada entre las diferentes fechas de medición.....	297
Tabla 3.4.8. Variación de los parámetros de rugosidad medios de cada parcela entre la primera y la última fecha de medición.....	297

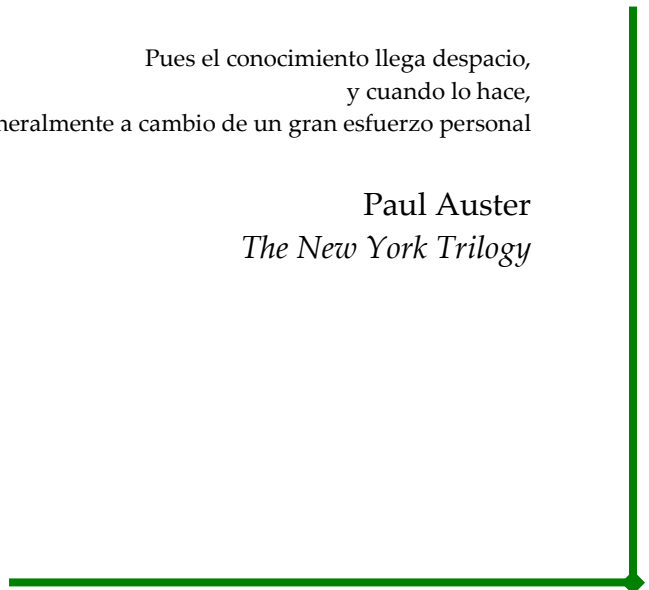
Capítulo 1.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

For knowledge comes slowly,
and when it comes,
it is often at great personal expense

Pues el conocimiento llega despacio,
y cuando lo hace,
es generalmente a cambio de un gran esfuerzo personal

Paul Auster
The New York Trilogy



1.1. HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO. DEFINICIONES E IMPORTANCIA

Con la expresión humedad superficial del suelo suele hacerse referencia a la proporción de agua contenida en los primeros 5 - 10 cm del suelo (Schmugge *et al.*, 2002). Esta capa superficial tiene la particularidad de que actúa como superficie de intercambio de los flujos de agua y energía que se producen entre el suelo y la atmósfera.

La humedad del suelo puede expresarse bien como la relación entre la masa de agua contenido en una muestra de suelo M_W y la masa total de dicha muestra M_T (1.1.1), o bien como la relación entre el volumen de agua contenido en una muestra de suelo V_W y el volumen total de la misma V_T (1.1.2). En el primer caso se suele hablar de humedad gravimétrica SM_{GRAV} y en el segundo de humedad volumétrica SM_{VOL} .

$$SM_{GRAV} = \frac{M_W}{M_T} \quad (1.1.1)$$

$$SM_{VOL} = \frac{V_W}{V_T} \quad (1.1.2)$$

La humedad gravimétrica y la volumétrica se relacionan mediante la densidad aparente del suelo (1.1.3).

$$SM_{VOL} = SM_{GRAV} \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (1.1.3)$$

donde, ρ_b es la densidad aparente del suelo (g cm^{-3}) y ρ_w la densidad del agua (g cm^{-3}) $\approx 1 \text{ g cm}^{-3}$.

Teniendo en cuenta que el estudio y análisis de los diferentes procesos en los que participa la humedad del suelo se realiza generalmente considerando SM_{VOL} , en el presente trabajo será también la única utilizada. En adelante, por comodidad de redacción, se empleará el término humedad del suelo (SM) en referencia a la humedad volumétrica (SM_{VOL}) salvo que se indique lo contrario.

El agua contenida en el suelo puede presentarse en tres estados: agua estructural, agua adsorbida o ligada y agua libre. El agua estructural forma parte de la propia estructura de las partículas minerales, mientras que el agua adsorbida aparece en las primeras capas alrededor de los coloides del suelo, fijada fuertemente a éstos por medio de fuerzas matriciales y osmóticas. Por otro lado, el agua libre circula sin impedimento entre las partículas del suelo (Hillel, 1998). La proporción de agua ligada y libre de un suelo varía en función del área total de partículas sólidas por unidad de volumen de suelo, lo que a su vez depende de la textura y mineralogía de las partículas sólidas del suelo (Hallikainen *et al.*, 1985).

La humedad superficial del suelo es una variable que interviene en diversos procesos que se dan en la interfaz suelo-atmósfera, además de ser un componente vital del ciclo hidrológico (Fig. 1.1.1). En efecto, determina el reparto de la radiación solar incidente

entre el flujo de calor sensible y calor latente, así como el reparto de la precipitación entre la escorrentía superficial y la infiltración. Asimismo, es un factor crucial en el crecimiento y desarrollo de los cultivos, y de las plantas en general, puesto que representa el contenido de agua disponible en la parte superior del suelo donde se desarrollan las raíces de la mayoría de los cultivos.

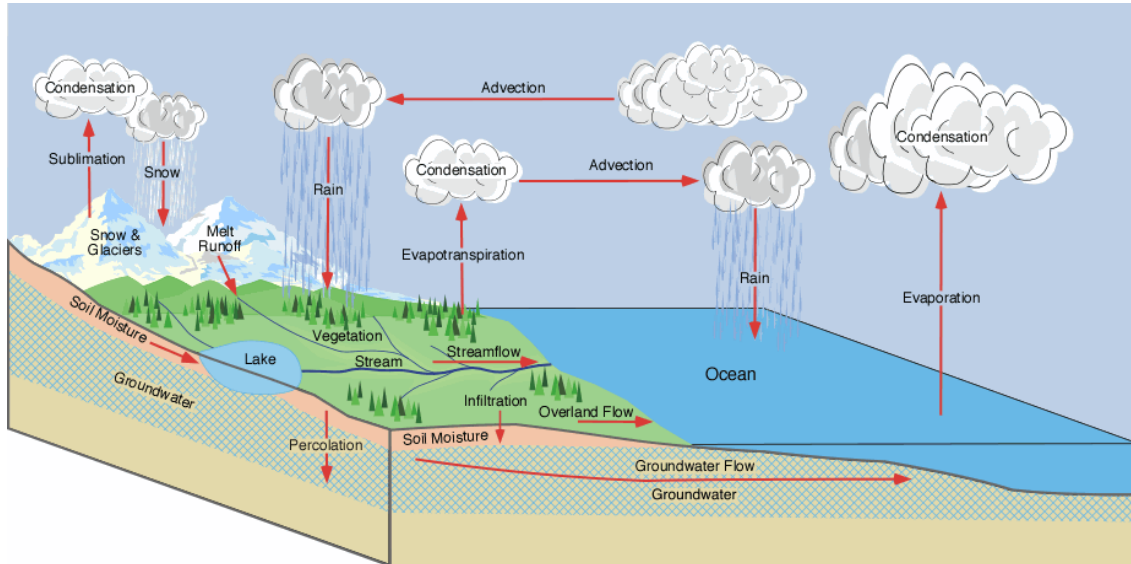


Figura 1.1.1. Representación del ciclo hidrológico. La humedad superficial del suelo juega un importante papel en diversos procesos del ciclo hidrológico (Fuente: Pidwirny, 2004)

A gran escala, la humedad interviene en procesos meteorológicos y climáticos, dado que las interacciones entre la superficie de la tierra y la atmósfera son cruciales de cara a la variabilidad del clima en las regiones continentales. El estado de la superficie del suelo influye en los flujos de calor que se producen y, por consiguiente, en el estado de la atmósfera (Rowntree y Bolton, 1983). Una de las cuestiones clave en la investigación meteorológica actual consiste en alcanzar una representación fiable del estado hidrológico de la superficie del suelo, de sus variaciones en el tiempo y espacio y de su influencia en la atmósfera (Delworth y Manabe, 1993).

En las últimas décadas, numerosos investigadores han estudiado la relación existente entre las variaciones en el contenido de humedad superficial del suelo y diferentes variables meteorológicas. Por ejemplo, Yeh *et al.* (1984) estudiaron mediante simulaciones la influencia que variaciones en la humedad superficial del suelo, como por ejemplo las debidas a una transformación a regadío a gran escala, ejercerían en el clima. Observaron que dichas anomalías provocarían un incremento en la tasa de evaporación y en consecuencia en el contenido de humedad de la atmósfera que se traduciría en un mayor volumen de precipitación. La persistencia en el tiempo de estos fenómenos depende en gran medida de la latitud de la zona y estación del año (Delworth y Manabe, 1989). Además de esto, un exceso de humedad también influiría en el estado térmico de la atmósfera, ya que se generaría una capa de aire frío en la superficie de la atmósfera como respuesta a la evaporación y otra de aire cálido en la parte alta donde se condensaría la humedad, fenómeno que podría alterar la circulación general de la atmósfera por la relación existente entre el estado térmico de ésta y su dinámica.

En este contexto, Shukla y Mintz (1982) observaron que en latitudes medias la humedad del suelo juega un papel similar al de los océanos aunque de menor magnitud, almacenando energía durante el verano y liberándola en invierno y, por consiguiente, templando la atmósfera. Del mismo modo, almacena la precipitación en invierno y humidifica y refresca la atmósfera en verano.

Siendo esto así, parece evidente que el contenido de humedad del suelo es una variable a tener en cuenta en la realización de predicciones meteorológicas de forma operativa tanto a corto plazo (Cassardo *et al.*, 2002) como a largo plazo (Schlosser y Milly, 2002), y sobre todo en latitudes medias y a finales de primavera o verano (Delworth y Manabe, 1993), dado que se ha demostrado que el conocimiento de la humedad del suelo en primavera puede ser de gran utilidad para la predicción meteorológica del verano subsiguiente (Rind, 1982).

La relación entre la humedad del suelo y los fenómenos atmosféricos ha sido estudiada mediante numerosos modelos que simulan los procesos de intercambio entre suelo y atmósfera, denominados *Land Surface Models* (LSM). Estos LSM se han incorporado a diferentes modelos de circulación global de la atmósfera (GCM) (Henderson-Sellers, 1998) con el objetivo de proporcionar una descripción más detallada de los procesos que se producen en la superficie del suelo. Sin embargo, la comparación de varios de los modelos LSM empleados más frecuentemente, demuestra que las predicciones realizadas por unos y otros pueden llegar a ser muy diferentes (Henderson-Sellers, 1998). Estas diferencias son principalmente consecuencia de las diferentes parametrizaciones de procesos fundamentales que incorporan los modelos (Milly, 1992; Koster y Milly, 1997).

El estudio y modelado de los procesos en los que la humedad participa es complicado debido a su alta variabilidad espacio temporal. Su variabilidad temporal responde a la naturaleza dinámica del ciclo hidrológico. Y su variabilidad espacial a su relación con las diferentes características físicas de los suelos y del terreno, así como a la propia variabilidad espacial de la meteorología. Debido a la complejidad de los sistemas naturales, ningún modelo permite representar perfectamente el almacenamiento y los flujos de la humedad del suelo (Milly y Kabala, 1985).

En consecuencia, la obtención de observaciones de humedad espacialmente distribuidas resultaría de gran utilidad en el ámbito de la climatología y meteorología (Shukla y Mintz, 1982), y permitiría la realización de predicciones más fiables. Hoy en día no se realizan observaciones de campo de humedad para su uso en la predicción meteorológica por lo costosas que resultan (Guo *et al.*, 2002). Sin embargo, la posibilidad de obtener observaciones de humedad por medio de la teledetección, y su incorporación a modelos LSM a través de técnicas de asimilación de información podría dar lugar a estimaciones de humedad potencialmente adecuadas para su uso en modelos de predicción climática (Milly, 1986; Schlosser y Milly, 2002).

Por otro lado, a escalas medias, la humedad superficial del suelo interviene en procesos de tipo hidrológico y agronómico. En el ámbito hidrológico, el proceso más importante en el que participa la humedad del suelo es la ya comentada partición de la precipitación incidente en infiltración y escorrentía superficial.

El volumen de escorrentía generado en respuesta a una determinada precipitación depende, entre otros aspectos, de las características físicas del suelo, como su textura, porosidad, rugosidad superficial o profundidad, y de factores topográficos como la pendiente. Se diferencian dos mecanismos de generación de escorrentía, el denominado mecanismo Hortoniano y el de Dunne (Chow *et al.*, 1988). El primero se produce cuando la intensidad de la precipitación incidente supera la capacidad de infiltración de la superficie del suelo. El segundo, en cambio, se produce cuando el perfil del suelo se halla completamente saturado por lo que ante una precipitación incidente, por pequeña que sea, ésta se traduce en escorrentía. En general, el flujo de escorrentía Hortoniano se produce en eventos de precipitación de gran intensidad típicos, en nuestras latitudes, de fenómenos convectivos que suelen tener lugar en verano. Al contrario, el flujo de Dunne se produce como respuesta a precipitaciones continuadas de baja intensidad que van saturando gradualmente el suelo. En nuestras latitudes estas precipitaciones se producen generalmente en los meses de invierno.

El conocimiento del contenido de humedad superficial del suelo previo a un evento de precipitación resulta crucial para predecir la ocurrencia de escorrentía en ambos casos. El contenido de humedad superficial modifica la capacidad de infiltración de un suelo y, en consecuencia, determina la generación de flujo de escorrentía Hortoniano. Del mismo modo, el contenido de humedad superficial y del resto del perfil del suelo determina su grado de saturación lo que resulta vital en la predicción de la escorrentía tipo Dunne.

Muchos modelos hidrológicos representan conceptualmente el perfil del suelo como una serie de depósitos interconectados que corresponden a las diferentes capas de suelo. El cálculo de la escorrentía se realiza mediante el cómputo del correspondiente balance de agua en cada uno de los depósitos. En este balance se consideran unas entradas, salidas y un término de almacenamiento que representa al contenido de humedad de esa determinada capa de suelo. En esta conceptualización, el conocimiento del contenido de humedad real del suelo resulta vital para que las predicciones realizadas sean fiables.

Actualmente, la forma más habitual de estimar el volumen de escorrentía que genera un determinado evento de precipitación es el modelo propuesto por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) del Departamento de Agricultura del Gobierno de EEUU (USDA) en 1985 denominado método del número de curva (USDA, 1985). Este modelo emplea un parámetro denominado número de curva (*CN*) para calcular el almacenamiento potencial del suelo (*S*) que se resta a la precipitación incidente para determinar la escorrentía directa. La determinación del *CN* de una determinada área se realiza en base a cuatro factores principales: el tipo de suelo, su cobertura vegetal, su manejo y su condición hidrológica y generalmente se realiza consultando valores de referencia tabulados por el propio USDA. Generalmente, los valores de *CN* y *S* se ajustan posteriormente para reflejar las condiciones de humedad actual de la cuenca, clasificando las condiciones de la misma en secas, normales o húmedas en función de la precipitación antecedente (Chow *et al.*, 1988). El conocimiento del contenido humedad real de la cuenca permitiría una descripción más detallada de las condiciones iniciales y un mejor funcionamiento del modelo del número de curva (Jacobs *et al.*, 2003).

Por otro lado, la humedad superficial del suelo constituye el término de almacenamiento en el que se basan los procesos de evaporación y evapotranspiración de agua a la atmósfera.

En el estudio de la evaporación se han identificado tres fases: una primera en la que la superficie del suelo se encuentra lo suficientemente húmeda como para mantener una tasa de evaporación igual a la de un suelo permanentemente húmedo; una segunda fase en la que la tasa de evaporación va reduciéndose sustancialmente según se reduce la humedad del suelo; y una última en la que el suelo está prácticamente seco y, en consecuencia, da lugar a una evaporación muy reducida y casi constante (Chanzy, 2003). El cálculo de la tasa de evaporación en las fases 2 y 3 se suele realizar a partir de la tasa de evaporación potencial y de diferentes parametrizaciones que dependen de la humedad del suelo (Chanzy, 2003). De forma similar, los métodos que existen hoy en día para el cálculo de la evapotranspiración (ET) calculan una ET potencial (ET_0) o de referencia (ET_r), que corresponde a la ET que produce un cultivo de referencia en condiciones óptimas de humedad, que se modifica mediante coeficiente que depende de la humedad actual del suelo y otro que depende del tipo de cultivo, calculando de este modo la ET actual (Burman, 2003). El conocimiento del contenido de la humedad del suelo y su variabilidad espacial permitiría en consecuencia un cálculo más preciso de la tasa de evaporación y de la evapotranspiración actual y, por consiguiente, del balance de agua del suelo (Wetzel y Chang, 1987).

La influencia de la humedad superficial del suelo en procesos relacionados con su erosión hídrica es también notable. En primer lugar y como ya se ha comentado, un contenido elevado de humedad favorece la generación de escorrentía, lo que posibilita la ocurrencia de los procesos de arranque y transporte de partículas de suelo en que consiste la erosión. Además de esto, en condiciones de humedad alta la cohesión entre las partículas del suelo se reduce y su resistencia ante los agentes erosivos decrece aumentando su erosionabilidad (Römken *et al.*, 2001; Huang *et al.*, 2002). Este fenómeno explica la preferente aparición de cabeceras de cárcavas en zonas que, por su topografía, presentan habitualmente contenidos de humedad cercanos a saturación como vaguadas con áreas de aporte considerables y pendiente suave (O'Loughlin, 1986; Montgomery y Dietrich, 1988; Moore *et al.*, 1988; Moore y Burch, 1988) (Fig. 1.1.2).

De forma complementaria, la humedad del suelo es una variable a tener en cuenta en el estudio y modelado del movimiento de diferentes solutos en el suelo y otros procesos biogeoquímicos (Abbasi *et al.*, 2003). Su disponibilidad determina la capacidad de las plantas para absorber nutrientes y, en consecuencia, para crecer y producir residuos que se incorporarán al suelo. Además, la humedad determina la mineralización de diversos compuestos o su dinámica y transporte a cursos de agua o acuíferos. Su conocimiento resulta, en consecuencia, de gran interés para el estudio de la calidad de las aguas tanto superficiales como subterráneas y la contaminación difusa en zonas agrícolas (Huisman *et al.*, 2002), aspectos que constituyen hoy en día un importante problema de salud pública a tener en cuenta (FAO, 2003).



Figura 1.1.2. Cárcava efímera generada en una vaguada de una parcela cultivada en Navarra (Fuente: De Santisteban, 2003)

La influencia que la humedad del suelo ejerce en procesos de tipo agronómico es obvia. En primer lugar, los cultivos necesitan unas condiciones de humedad mínimas para poder desarrollarse de forma adecuada sin que sufran mermas en su producción. Durante ciertos estados fenológicos los cultivos son particularmente sensibles al estrés hídrico. El periodo de siembra, plantación y establecimiento de los cultivos es también crítico dado que las plantas jóvenes tienen una menor capacidad de extraer agua del suelo y acusan más su escasez. En consecuencia, el conocimiento de la humedad del suelo puede ser de utilidad para detectar condiciones de estrés o establecer las necesidades de riego de los cultivos, así como para evaluar los daños producidos por sequías y gestionar las correspondientes ayudas.

Un contenido de humedad del suelo excesivo puede resultar también dañino para los cultivos. En los suelos con contenidos de humedad cercanos a saturación la respiración radicular de las plantas se ve seriamente dificultada lo que puede afectar al crecimiento de las mismas y causar reducciones en el rendimiento de los cultivos. Los suelos muy húmedos presentan además condiciones óptimas para el desarrollo de plagas de diversos tipos que pueden mermar seriamente la productividad de los cultivos. Por lo tanto, el conocimiento del contenido de humedad de las parcelas puede ser de utilidad para predecir condiciones en las que se pueden producir plagas y hacer un uso más racional de los diferentes pesticidas (Engman, 1991).

Por último, en lo que respecta a la importancia de la humedad del suelo en aspectos agronómicos, el conocimiento del estado de humedad de las parcelas puede ser útil en otros aspectos como la programación de las diferentes labores de preparación de suelo, ya que tanto el resultado de las labores como la facilidad de circulación con los vehículos agrícolas se encuentran relacionados con el contenido de humedad del suelo (Wignerón *et al.*, 1998).

1.2. MÉTODOS DE MEDICIÓN DEL CONTENIDO DE HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

En base a lo comentado en la sección anterior, parece lógico que la medición del contenido de humedad del suelo haya despertado el interés de investigadores y técnicos de ámbitos como la hidrología, agronomía o climatología. En este sentido, en los últimos 50 años se han desarrollado diversas técnicas cuyo objetivo es la estimación de la humedad del suelo. En la presente sección se describen los métodos más frecuentemente empleados en la medición de la humedad. Actualmente se pueden diferenciar dos grupos de técnicas de estimación de la humedad: (a) técnicas que proporcionan una estimación puntual y (b) técnicas, basadas en la teledetección, que permiten estimar el contenido de humedad en superficie.

1.2.1. TÉCNICAS DE MEDICIÓN PUNTUAL DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

Los métodos que se agrupan en esta sección permiten medir el contenido de humedad de un volumen pequeño de suelo por lo que se denominan técnicas de medición puntual. Entre estos métodos se diferencian los métodos directos e indirectos. Los primeros miden directamente el contenido de humedad del suelo, mientras que los segundos se basan en la medición de otras variables del mismo fuertemente correlacionadas con la humedad. A excepción del método termogravimétrico, el resto de métodos puntuales que se revisan son métodos indirectos.

1.2.1.1. Método Termogravimétrico

El método termogravimétrico (también denominado gravimetría) es el procedimiento estándar de estimación directa del contenido de humedad de un suelo (Leib *et al.*, 2003). Su fundamento consiste en pesar una muestra de suelo antes y después de calentarla para eliminar la proporción de humedad presente en la misma, determinando por diferencia entre pesos su contenido de humedad.

El principal problema de este método reside en la definición del *estado seco* del suelo. En efecto, la temperatura y el tiempo de secado al que se somete una muestra de suelo influirán en la determinación del contenido de humedad. A temperaturas excesivamente altas y tiempos de secado largos se elimina el agua adsorvida e incluso el agua estructural de los suelos, dependiendo la temperatura y tiempo necesarios para ello de las características de cada suelo.

Por otra parte, la determinación del *estado seco* de la fracción orgánica de un suelo es todavía más compleja que el de la fracción mineral. La fracción orgánica de un suelo está formada por restos vegetales y/o animales, en diferentes grados de descomposición, y por elementos resistentes o ya descompuestos. Cuando esta fracción orgánica es sometida a altas temperaturas (50 °C o superiores) sus componentes tienden a oxidarse y degradarse, a menudo llegando incluso a volatilizarse. Esta pérdida de materia orgánica puede implicar una imprecisión considerable en la determinación del contenido de humedad de un suelo. De todas formas, siendo el contenido habitual de materia orgánica

de los suelos muy bajo, la imprecisión derivada de su oxidación y descomposición puede considerarse despreciable salvo en casos excepcionales en los que el contenido de materia orgánica sea especialmente alto (Gardner, 1986).

La temperatura y tiempo de secado estandarizados o adoptados de forma generalizada para la estimación del contenido de humedad de suelos de características medias es de 105 °C entre 24 y 48 horas (Hillel, 1998). Mediante este secado, en la mayoría de suelos, se elimina el agua libre manteniendo el agua estructural y adsorvida y se evita una oxidación y descomposición excesiva de la materia orgánica del suelo (Gardner, 1986).

El procedimiento es el siguiente:

- i) Obtención de muestras de suelo mediante un tomamuestras o barrena.
- ii) Traslado de las muestras a laboratorio en recipientes o envoltorios impermeables con la mayor brevedad.
- iii) Pesado de las muestras húmedas: M_T (g)
- iv) Secado en horno a 105 °C durante 24 h
- v) Pesado de las muestras secas: M_S (g)
- vi) Cálculo de la humedad gravimétrica: SM_{GRAV} (g g⁻¹)

$$SM_{GRAV} = \frac{M_T - M_S}{M_T} \quad (1.2.1)$$

- vii) Cálculo de la humedad volumétrica SM_{VOL} (cm³cm⁻³) mediante la ecuación 1.1.3



Figura 1.2.1. Material necesario para la recolección de muestras de suelo inalteradas

La determinación de la humedad volumétrica por este método implica el conocimiento de la densidad aparente del suelo estudiado. La densidad aparente de un suelo (ρ_b) es la relación entre la masa de sólidos del suelo y el volumen total del mismo. Es una propiedad física de interés por su relación con la porosidad, estructura y capacidad de retención de agua de un suelo. El procedimiento estándar para la medición de ρ_b en la superficie del suelo consiste en adquirir una muestra de suelo inalterada y de volumen conocido mediante unos anillos tomamuestras cilíndricos (anillos de Kopecky) diseñados con este fin (Fig. 1.2.1). Una vez obtenida la muestra inalterada se calcula su

contenido de humedad gravimétrico, como ya se ha detallado anteriormente, y se obtiene su densidad aparente mediante la siguiente expresión (Blake y Hartge, 1986):

$$\rho_b = M_s / V_T \quad (1.2.2)$$

donde, V_T es el volumen total de la muestra.

Las principales fuentes de error asociadas al método termogravimétrico de estimación de la humedad son las siguientes:

- i) Falta de precisión de la balanza empleada
- ii) Pérdida de humedad de la muestra entre su adquisición y su pesado
- iii) Errores en la determinación de la densidad aparente. La densidad aparente es un parámetro muy variable espacialmente por lo se hace necesaria una elevada cantidad de muestras por superficie para su correcta estimación. Por otro lado, su determinación por medio de tomamuestras cilíndricos puede ser compleja debido a varias cuestiones:
 - Sobre todo en suelos muy húmedos o muy secos, recoger la muestra de forma inalterada completando el volumen del tomamuestras puede resultar difícil.
 - La posibilidad de recoger piedras dentro de la muestra puede perturbar en gran medida la estimación de la densidad superficial.
 - En suelos duros la inserción del anillo tomamuestras en el suelo debe, a veces, realizarse con la ayuda de un martillo. Por consiguiente, la presión que se ejerce puede provocar la compactación de la muestra de suelo, lo que implica una sobre-estimación de la densidad aparente.

1.2.1.2. Sensores TDR (*Time Domain Reflectometry*)

Conocidas las limitaciones e inconvenientes del método termogravimétrico de medición de la humedad, se han desarrollado diferentes sistemas con el objetivo de medir la humedad del suelo de forma rápida y fiable. En este contexto, Davis y Chudobiak (1975) desarrollaron un método no destructivo de estimación de la humedad del suelo empleando la técnica *Time Domain Reflectometry* (TDR) basándose en estudios previos realizados por Fellner-Feldegg (1969). Esta técnica se basa en la medición de la constante dieléctrica relativa del suelo (ϵ_r) mediante una serie de electrodos que se insertan en el suelo. Una vez determinada ésta, se estima la humedad volumétrica teniendo en cuenta la diferencia existente entre la constante dieléctrica relativa del agua ($\epsilon_r= 80$ a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$) y la de las partículas sólidas del suelo (aproximadamente $\epsilon_r= 5$) (Robinson *et al.*, 1999). Desde su desarrollo la técnica TDR se ha extendido a multitud de disciplinas debido a su facilidad de manejo y a su relativa exactitud. Numerosas casas comerciales han desarrollado sensores TDR que hoy en día se usan de forma generalizada, por ejemplo *TRASE Systems (Soilmoisture Equipment Corp., USA)*, *TRIME (IMKO GmbH, Alemania)* (Fig. 1.2.2), *Moisture Point (ESI Environmental Sensors Inc., Canada)*, o *Theta Probe (Delta-T Devices Ltd., Inglaterra)*.

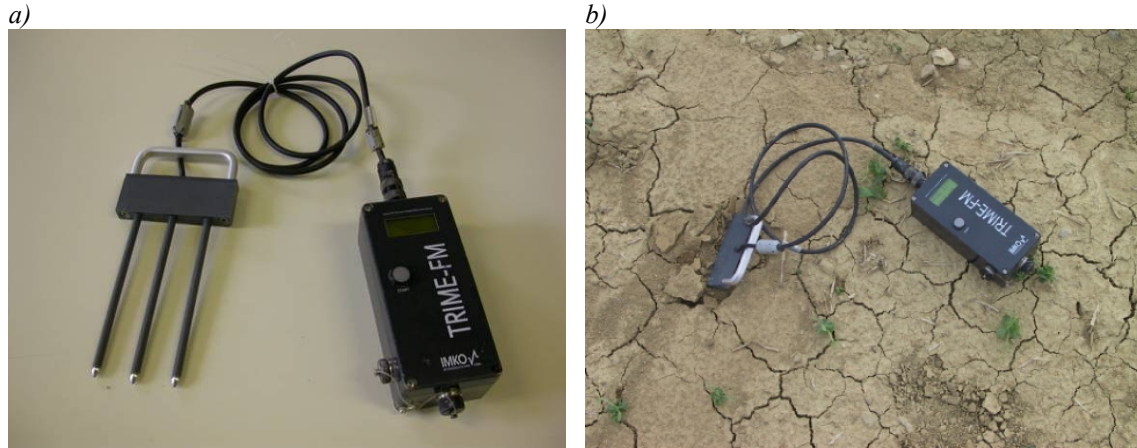


Figura 1.2.2. Sensor de humedad TDR TRIME-FM de IMKO GmBH con sonda para medición de la humedad superficial del suelo de tres varillas. a) en laboratorio y b) en campo

La técnica TDR se basa en la medición de la velocidad o el tiempo de tránsito de una onda electromagnética en un medio determinado, en este caso el suelo (IMKO, 2001):

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \cdot \mu_r}} \quad (1.2.3)$$

donde, c es la velocidad de la onda electromagnética en el medio (m s^{-1}), c_0 es la velocidad de la onda en vacío (m s^{-1}), ϵ_r es la constante dieléctrica relativa del medio y μ_r es la permeabilidad magnética del medio, siendo $\mu_r = 1$ en materiales no magnéticos.

Para medir la velocidad de la onda en el medio (c) se mide el tiempo de tránsito que necesita el pulso para propagarse por las varillas que forman la sonda y tras ser reflejada al final de éstas volver a su fuente.

$$c = \frac{2l}{t} \quad (1.2.4)$$

donde, l es la longitud de las varillas de la sonda (m) y t es el tiempo de tránsito (s).

Tras calcular c se obtiene ϵ_r por medio de la ecuación 1.2.3.

Una vez calculada ϵ_r del suelo, su humedad volumétrica se puede estimar siguiendo varios métodos. La metodología más generalizada es la denominada ecuación de Topp (Topp *et al.*, 1980) que consiste en un polinomio de tercer grado obtenido empíricamente a partir de una extensa serie de mediciones realizadas sobre un amplio abanico de suelos de características muy diversas (Ec. 1.2.5 y 1.2.6). La ecuación de Topp se considera válida para suelos minerales de características medias.

$$\epsilon_r = 3,03 + 9,3 \cdot SM + 146 \cdot SM^2 + 76,7 \cdot SM^3 \quad (1.2.5)$$

o

$$SM = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon_r^3 \quad (1.2.6)$$

Debido a su relativa efectividad y sencillez de cálculo, el uso de la ecuación de Topp se ha generalizado llegando a ser denominada ecuación universal. La mayoría de sensores

TDR comerciales incorporan esta ecuación con lo que proporcionan directamente lecturas de humedad. No obstante su aplicabilidad ha sido puesta en duda en numerosas ocasiones, sobre todo en suelos de características especiales como son (Paltineanu y Starr, 1997):

- Suelos con un alto contenido de materia orgánica
- Suelos de texturas muy finas
- Suelos volcánicos
- Suelos cuya densidad aparente está fuera del rango $1,35 - 1,50 \text{ g cm}^{-3}$
- Suelos salinos

Además, se ha observado que la temperatura del suelo en el momento de la medición influye también en la relación $SM(\epsilon_r)$ pudiendo provocar errores considerables sobre todo en casos de temperaturas extremas (Wraith y Das, 1998; Noborio, 2001).

Por otro lado, numerosos autores han destacado la influencia de la densidad aparente (ρ_b) del suelo en la relación $SM(\epsilon_r)$ (Noborio, 2001). Se ha observado un rango de ρ_b entre $1,35$ y $1,50 \text{ g cm}^{-3}$ en el que la ecuación de Topp es aplicable (Dirksen y Dasberg, 1993), pero para suelos cuya ρ_b está fuera de este rango se han propuesto expresiones para corregir su influencia (Jacobsen y Schjonning, 1993; Malicki *et al.*, 1996) e incluso relaciones $SM(\epsilon_r)$ diferentes para cada rango de ρ_b (Miyamoto *et al.*, 2001).

Siendo esto así, numerosos autores han propuesto expresiones alternativas a la ecuación de Topp para la obtención de SM en casos en los que esta expresión no muestre un buen ajuste. Varios investigadores proponen ajustar de forma empírica polinomios de tercer grado que serán válidos para los suelos y condiciones concretas en las que se hayan realizado las mediciones (Yu *et al.*, 1997; Sánchez-Pérez *et al.*, 1999; Miyamoto *et al.*, 2001); para esto, obviamente, es necesario contar con medidas de humedad de referencia.

De forma paralela, se han desarrollado expresiones de base física que relacionan SM con ϵ_r . La mayoría de estas metodologías se basan en el modelo de *Mezcla Dieléctrica* propuesto por Dobson *et al.* (1985), que se detalla en la sección 2.1.1.3, proponiendo algunas variantes. Roth *et al.* (1990) desarrollaron un modelo de mezcla dieléctrica específico para su aplicación a mediciones con sondas TDR. Este modelo considera el suelo como una mezcla de tres componentes: partículas sólidas, aire y agua. Cada uno de estos componentes tiene una determinada ϵ_r , de forma que la ϵ_r de la mezcla será un promedio ponderado teniendo en cuenta la proporción en la que se encuentra cada uno de estos componentes en el suelo.

Ponizovsky *et al.* (1999) proponen una variación de este modelo que incorpora la influencia del agua adsorbida o ligada, y que puede ser de interés en suelos de texturas muy finas en los que la proporción de agua adsorbida puede ser relevante. Este modelo requiere como parámetros el contenido máximo de agua adsorbida del suelo y la constante dieléctrica del agua adsorbida, que dependen del contenido de arcilla del suelo.

Estos modelos de base física forman una alternativa científicamente más rigurosa que los ajustes polinómicos como la ecuación de Topp, pero requieren el conocimiento de

una serie de parámetros como la densidad aparente del suelo o su temperatura, no siempre disponibles.

A pesar de la comodidad y facilidad de uso de las sondas TDR, no son pocas las posibles fuentes de error que se asocian al uso de esta técnica. Uno de los principales problemas es lograr un buen contacto entre las varillas de la sonda y el suelo. Esto puede ser particularmente difícil en suelos agrícolas poco húmedos en los que se hayan efectuado labores finas causando una alta esponjosidad del suelo (Ladekarl *et al.*, 1998). Por otro lado, al introducir la sonda en el suelo, sobre todo en condiciones de humedad baja, se produce una compactación de la capa de suelo adyacente a la sonda que puede provocar una medición defectuosa (Noborio, 2001). Otra posible causa de error reside en el hecho de instalar la sonda de forma vertical en el suelo. Es conveniente instalarla de forma horizontal dado que la variación en el contenido de humedad en la dimensión vertical del suelo puede provocar mediciones anómalas (Musters y Bouten, 2000). Cabe mencionar también la posible influencia negativa de la pedregosidad del suelo y la presencia de raíces de plantas en la medición de humedad mediante TDR. Ante estos condicionantes es aconsejable calibrar las medidas realizadas con sensores TDR respecto a medidas de referencia (gravimétricas), sobretodo si los instrumentos emplean relaciones de calibración *universales* en lugar de locales (Leib *et al.*, 2003).

1.2.1.3. Sondas de neutrones y de radiación Gamma

La medición del contenido de humedad mediante sondas de neutrones se basa en el fenómeno según el cual un neutrón liberado en el suelo a una cierta velocidad chocará contra los átomos de hidrógeno presentes en el suelo haciendo que su velocidad se reduzca (fenómeno denominado *termalización de los neutrones*) (Fig. 1.2.3). Teniendo en cuenta que la mayoría de átomos de hidrógeno presentes en el suelo corresponden a moléculas de agua, la cantidad de neutrones ralentizados será proporcional a la humedad volumétrica del suelo (Gupta y Wang, 2002).

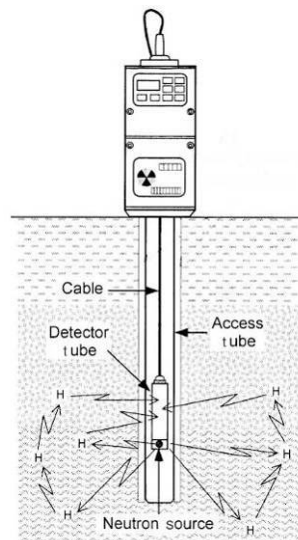


Figura 1.2.3. Representación del funcionamiento de una sonda de neutrones según Li *et al.* (2003). El elemento emisor (Neutron source) emite neutrones que tras colisionar con átomos de hidrógeno se termalizan. La cantidad de neutrones termalizados que llegan al detector (Detector tube) es proporcional a la cantidad de átomos de hidrógeno presentes en el medio y por ende a su volumen de agua

El fundamento de las sondas de radiación gamma es muy similar, ya que estas sondas miden la atenuación que sufre un haz de radiación gamma en el suelo, atenuación que está directamente relacionada con el contenido de humedad de éste (Gurr *et al.*, 1962).

Ambas sondas se desarrollaron hacia mediados del siglo pasado, antes que otras técnicas de medición indirecta de la humedad como el TDR. Al principio gozaron de gran popularidad debido a que proporcionaban una medida rápida y no destructiva del contenido de humedad de los suelos, pero su uso disminuyó rápidamente cuando se descubrió su peligrosidad y los problemas de salud derivados de la exposición a la radiación que emplean las sondas (Hillel, 1998). Hoy en día, a pesar de que se hayan desarrollado elementos de protección frente a la radiación, su uso está poco extendido. Por otro lado, su empleo para la medición de la humedad superficial no es del todo adecuado debido a las imprecisiones derivadas de la cercanía de la atmósfera y su influencia en el haz de radiación (Bertuzzi *et al.*, 1996; Arslan *et al.*, 1997; Zapata *et al.*, 2000). Además, la ralentización de los neutrones depende de características físicas y químicas del suelo como su densidad, contenido en solutos etc., por lo que es necesario calibrar las medidas o contrastarlas con mediciones realizadas con otros métodos (Cassaro *et al.*, 2000; Abbasi *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2003). También se han observado imprecisiones derivadas de un mal contacto entre la sonda y el suelo (Li *et al.*, 2003).

1.2.1.4. Sondas de capacitancia

Los sensores de capacitancia se basan en la medición de la capacitancia de la parte del suelo contenida entre dos electrodos. Para ello, se incorpora un condensador formado por dos electrodos en un circuito con un oscilador y se mide la frecuencia del oscilador, que está directamente relacionada con la capacitancia del condensador (Dean *et al.*, 1987).

La capacitancia del suelo está directamente relacionada con su constante dieléctrica (Dean *et al.*, 1987; Robinson *et al.*, 1999), dependiendo esta última, como se ha comentado en el caso de las sondas TDR, principalmente del contenido de humedad volumétrico del suelo.

Las sondas de capacitancia presentan un funcionamiento muy similar al de los sensores TDR (Gardner *et al.*, 1998; Robinson *et al.*, 1999), siendo su inconveniente principal la necesidad de asegurar un buen contacto entre los electrodos y el suelo (Paltineanu y Starr, 1997). Por otro lado, son preferibles a las sondas TDR en estudios en los que se quieran instalar sondas de forma permanente distribuidas espacialmente sobre superficies amplias, ya que en estos casos, las sondas TDR no proporcionan un funcionamiento adecuado con cables de longitud superior a los 25 m mientras que las sondas de capacitancia no tienen limitaciones de este tipo (Starr y Paltineanu, 1998).

El uso de sondas de capacitancia, al igual que el de sensores TDR, está muy extendido. En la actualidad hay diversas casas comerciales que comercializan sensores de este tipo como *EnvirosCAN*, *DIVINER 2000* (Fig. 1.2.4), *EnviroSMART* o *EasyAG*.



Figura 1.2.4. Sonda de capacitancia DIVINER 2000. Presenta la posibilidad de deslizar el sensor pudiendo proporcionar lecturas a diferentes profundidades

Los principales inconvenientes de la medición de la humedad mediante sondas puntuales son la necesidad de calibrar los instrumentos de medida (Leib *et al.*, 2003) y, por otro lado, la necesidad de emplear técnicas geoestadísticas, a menudo complejas (Van Meirvenne *et al.*, 2005), para obtener estimaciones de la humedad sobre parcelas o zonas más extensas como cuencas de mayor o menor tamaño.

1.2.2. TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO A PARTIR DE TELEDETECCIÓN

La teledetección se puede definir como una técnica que permite adquirir información de la superficie terrestre a partir de la medición de la radiación electromagnética emitida o reflejada por la misma. En general, la medición de dicha radiación se realiza mediante sensores instalados en plataformas espaciales. Además, la información que dichos sensores captan se almacena y presenta en forma de imágenes que representan la superficie terrestre y cuya resolución espacial y tamaño dependen de la configuración del sensor. Por lo tanto, la teledetección proporciona información espacialmente distribuida de la superficie terrestre, adquirida además de forma periódica. Estas características hacen que la teledetección constituya una alternativa interesante a la estimación de la humedad mediante métodos de medición puntual.

Tabla 1.2.1. Resumen de las principales técnicas empleadas para la estimación de la humedad del suelo a partir de teledetección (Fuente: Engman, 1991)

Región del espectro	Propiedad observada	Ventajas	Inconvenientes
Visible	Albedo	Multitud de sensores disponibles	Influencia de otras características diversas. Nubosidad
Infrarrojo Térmico	Temperatura superficial	Buena resolución temporal	Nubosidad. Factores como la topografía y la cubierta vegetal influyen
Microondas pasivo	Temperatura de brillo	Transmisivo a la nubosidad. Buena sensibilidad	Resolución espacial pobre. Interferencias con redes de telecomunicación. La vegetación y rugosidad influyen
Microondas activo	Coefficiente de retrodispersión	Transmisivo a la nubosidad. Buena resolución espacial	Influencia de la topografía, rugosidad y cubierta vegetal

La frecuencia o región del espectro electromagnético en el que trabajan los sensores determina el tipo de información que éstos recogen (Tabla 1.2.1), y las técnicas

empleadas en cada caso. En los siguientes epígrafes se resumen las técnicas más frecuentemente empleadas para la estimación de la humedad en cada región del espectro.

1.2.2.1. Teledetección en el dominio del Visible

La estimación de la humedad mediante imágenes adquiridas en el dominio visible se ha abordado mediante el estudio del albedo del suelo. El albedo se define como la relación existente entre la radiación solar reflejada por el suelo y la radiación incidente, y es significativamente menor en suelos húmedos que en suelos secos. Sin embargo, el albedo varía también en función de otras características del suelo como su contenido de materia orgánica, su textura, su composición y su rugosidad. Asimismo, las condiciones de iluminación solar y la cubierta vegetal influyen sobremanera en el albedo, con lo que su relación con la humedad es compleja.

En general, el estudio de la humedad del suelo mediante teledetección visible se desaconseja y es poco viable (Engman, 1991).

1.2.2.2. Teledetección en el dominio del Infrarrojo Térmico (IRT)

La porción del espectro electromagnético correspondiente al infrarrojo térmico (IRT) ofrece interesantes propiedades de cara a la estimación de la humedad del suelo. Las imágenes adquiridas en el IRT representan la radiación emitida por las cubiertas, que depende de su temperatura. En caso de superficies de suelo desnudo, a igualdad de condiciones meteorológicas y topográficas, la temperatura de la superficie refleja la inercia térmica del suelo.

La inercia térmica representa la capacidad de un suelo a resistir cambios de temperatura, depende de la conductividad térmica y de la capacidad calorífica del suelo y es directamente proporcional a su contenido de humedad (van de Griend *et al.*, 1985; Engman, 1991). Éste es el fundamento teórico de la estimación de la humedad por medio de imágenes adquiridas en el IRT. Conociendo las fluctuaciones en la temperatura de las superficies de suelo desnudo es posible estimar de forma cualitativa el contenido de humedad de los suelos mediante índices como el *índice de disponibilidad de humedad superficial* propuesto en el denominado *Método del Triángulo* (Carlson *et al.*, 1995; Capehart y Carlson, 1997).

Sin embargo, las imágenes adquiridas en el *IRT* tienen una resolución espacial insuficiente para realizar estudios de humedad de suelo a escala de parcela o cuenca (por ejemplo, la resolución espacial de las imágenes adquiridas por el satélite NOAA es de aproximadamente 1 km²). También se ha observado que la capa de suelo de la que proporcionan información es demasiado fina (del orden de pocos milímetros) como para poder realizar estimaciones del perfil completo del suelo (Blumberg *et al.*, 2002). Además, cabe destacar la influencia de la nubosidad que, en su presencia, imposibilita la adquisición de las imágenes.

1.2.2.3. Teledetección pasiva en el dominio de las Microondas

Las imágenes adquiridas mediante sensores pasivos de microondas poseen ciertas características que las hacen interesantes para el estudio de la humedad del suelo. Los sensores pasivos de microondas o radiómetros de microondas, recogen la radiación microondas emitida de forma natural por la superficie de la tierra. El dominio de las microondas (Fig. 1.2.5) empleado en sensores de observación terrestre tiene como ventaja, frente a otros dominios del espectro electromagnético, que no se ve influenciado por la cobertura nubosa. Es decir, la radiación que recogen los sensores es capaz de atravesar una eventual cobertura nubosa llegando al sensor sin sufrir ningún tipo de alteración. Por otro lado, al ser esta radiación emitida de forma natural por la superficie de la tierra, las imágenes no se ven influenciadas por las condiciones de la iluminación solar (Jackson, 1993).

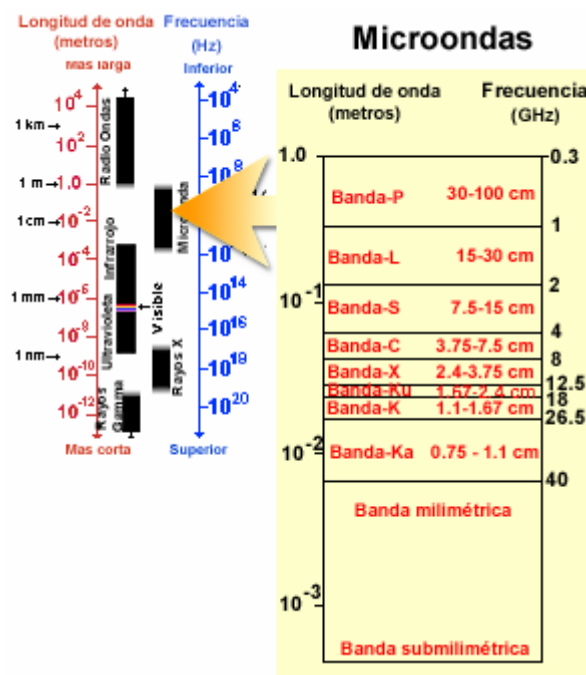


Figura 1.2.5. Espectro electromagnético mostrando en detalle las diferentes bandas que lo componen en la región de las microondas (Fuente: CCRS GLOBE-SAR)

El fundamento de la estimación de la humedad superficial de un suelo a partir de radiómetros microondas reside en que estos sensores miden la intensidad de emisión, denominada Temperatura de Brillo de Microondas (T_B), que es proporcional al producto de la temperatura de la superficie y de su emisividad, estando esta última relacionada con su contenido de humedad (Jackson, 1993). En las longitudes de onda empleadas por radiómetros de observación terrestre T_B se puede expresar como (Engman, 1991):

$$T_B = (1 - r) \cdot T_{\text{suelo}} = e \cdot T_{\text{suelo}} \quad (1.2.7)$$

donde, T_B es la temperatura de brillo de microondas (°K), r es la reflectividad de la superficie, T_{suelo} es la temperatura del suelo, también denominada temperatura cinemática (°K) y e es la emisividad de la superficie que depende de su constante dieléctrica y de otras características como la rugosidad superficial, la presencia de vegetación y, en menor medida, la textura del suelo (Mattikalli *et al.*, 1998).

La dependencia de la emisividad de la superficie de un suelo de su constante dieléctrica y la influencia que el contenido de humedad del suelo ejerce sobre ésta es la base de la estimación de la humedad por medio de esta técnica. En condiciones de rugosidad y cubierta vegetal despreciable la constante dieléctrica se puede calcular a partir de la emisividad por medio de los coeficientes de reflexión de Fresnel (Bindlish y Barros, 2002; Jackson, 1993).

Para la estimación de la constante dieléctrica de un suelo por medio de su T_B es necesario conocer la temperatura del suelo, así como el resto de propiedades que influyen en su emisividad (la rugosidad superficial, las características de la vegetación y la textura del suelo) (Choudhury *et al.*, 1979; Jackson y Le Vine, 1996; Burke y Simmonds, 2001). Se han desarrollado una serie de modelos de base física que describen la influencia de los diferentes parámetros implicados en el proceso de emisión (Entekhabi *et al.*, 1994). Debido a la complejidad matemática de éstos y a la dificultad de caracterizar o medir los parámetros necesarios (Jackson y Schmugge, 1991), a menudo se realizan simplificaciones o aproximaciones empíricas que proporcionan resultados aceptables (Hollenbeck *et al.*, 1996; Jackson, 1997).

De cualquier forma, la aplicabilidad de esta técnica depende del conocimiento que se tenga sobre las características de la superficie del suelo implicadas en el proceso de emisión (Njoku *et al.*, 2002). Para cumplir este requerimiento, se han diseñado radiómetros que recogen la radiación en diferentes configuraciones en cuanto a la frecuencia y polarización de la radiación recibida (Tabla 1.2.2). Estos sensores multiconfiguración proporcionan un dato de T_B para cada configuración sobre una misma cubierta de forma simultánea, lo que implica que, en principio, se pueda estimar la constante dieléctrica del suelo sin depender de ningún tipo de información auxiliar (Chauhan, 2002; Njoku *et al.*, 2002).

La estimación de la humedad superficial del suelo por medio de radiómetros microondas presenta resultados prometedores que permiten una estimación de gran fiabilidad sin necesidad de información antecedente y con una baja sensibilidad a la vegetación, sobre todo en frecuencias bajas (Jackson *et al.*, 1993). La principal limitación de esta técnica reside en que, debido a la baja intensidad de emisión de microondas por las cubiertas, la resolución espacial que tienen estos sensores en las frecuencias de interés es baja. Por ejemplo: ESTAR, radiómetro aerotransportado, tiene una resolución espacial de 200 x 200 m; y SSM/I, radiómetro en plataforma espacial, entre 69 x 43 km y 15 x 13 km, lo que hace que esta técnica sea aplicable sólo a estudios a gran escala (Goodrich *et al.*, 1994; Jackson y Hsu, 2001).

No obstante, el actual desarrollo de la misión SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) (lanzamiento previsto para 2007) refuerza el interés del uso de esta técnica para la estimación de la humedad a media y gran escala. El sensor MIRAS (*Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis*) que incorporara SMOS recoge la radiación en la banda L , especialmente indicada para minimizar la influencia de la vegetación y la rugosidad; además su resolución espacial mejorará significativamente la de sus predecesores, lo que dará lugar a información espacial de gran interés.

1.2.2.4. Teledetección activa en el dominio de las Microondas

Los sensores activos de microondas, o radares, trabajan también con radiación en este dominio del espectro electromagnético, por lo que se benefician también de la transmisividad de estas ondas a la cobertura nubosa y de la independencia de la radiación solar para adquirir imágenes.

Se diferencian de los radiómetros en que, en lugar de recoger la radiación emitida por las cubiertas, emiten un pulso de radiación hacia ellas y recogen el eco, o proporción del pulso que retorna al sensor, tras interactuar con la superficie (fenómeno denominado retrodispersión y en el que se profundiza más adelante) (Fig. 1.2.6). Estos sensores presentan una gran ventaja respecto a los radiómetros microondas. Gracias al fenómeno de la apertura sintética, la resolución espacial que alcanzan es mucho menor, en torno a 20 o 30 m, lo que permite que, a priori, esta técnica sea aplicable a estudios a escala de parcela.

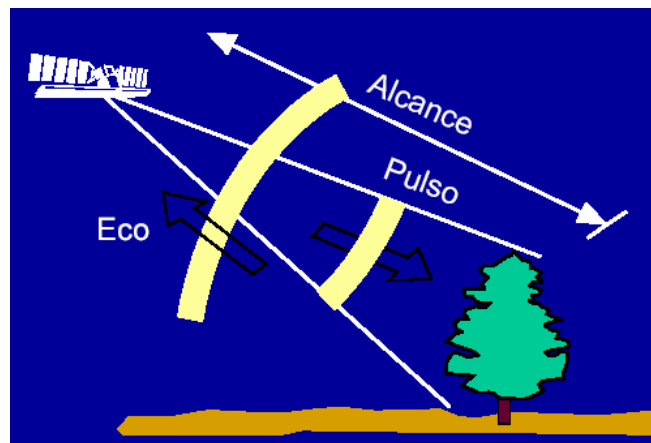


Figura 1.2.6. Representación esquemática del fundamento de un sensor radar (Fuente: CCRS GLOBESAR)

La estimación de la humedad del suelo mediante sensores radar se basa en la relación existente entre la reflectividad de su superficie y su constante dieléctrica. A igualdad de condiciones, un suelo húmedo, cuya constante dieléctrica será mayor que la de uno seco, dará lugar a una retrodispersión más intensa que un suelo seco (Ulaby *et al.*, 1986). La intensidad de la retrodispersión se mide mediante el coeficiente de retrodispersión σ^0 (definido en la sección 2.1) que depende además de la constante dieléctrica del suelo, de su rugosidad superficial, de las características de la vegetación y de la configuración del sensor (frecuencia, polarización y ángulo de incidencia). Esto hace difícil la determinación de expresiones simples que relacionen σ^0 con la constante dieléctrica, siendo necesario corregir la influencia que el resto de factores ejerce (Jackson, 2002).

En el capítulo 2 se desarrollan los principios de la teledetección radar y las técnicas existentes hoy en día para el estudio de la humedad a partir de estos sensores. En la tabla 1.2.3 se detallan las características principales de los sensores espaciales de este tipo que se han desarrollado o se encuentran en fase de desarrollo.

El problema de la rugosidad superficial y su influencia en la estimación de la humedad mediante teledetección radar se plantea en el capítulo 2. Posteriormente, se analizan diversos aspectos de la caracterización de la rugosidad en el capítulo 3.

Tabla 1.2.2. Principales características de los radiómetros microondas sobre plataformas espaciales activos en la actualidad y previstos a corto plazo

Satélite - Sensor	Agencia espacial	Fecha lanzamiento	Frecuencia (GHz)	Polarización	Resolución (km)	Ángulo de incidencia (grados)	Página web
DMSP – SSM/I	NASA	Entre 1987 y 1999 7 satélites	19,4 22,2 37,0 85,0	H y V V H y V H y V	69x43 60x40 37x28 15x13	53,1	http://www.ssmi.com/ssmi/ssmi_description.html
TRMM – TMI	NASA / NASDA	1997-	10,7 19,4 21,3 37,0 85,5	H o V H o V H H o V H o V	59x36 31x18 27x17 16x10 7x4	52,75	http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/tmi.html
OCEANSAT-1 – MSMR	ISRO	1999-	6,6 10,7 18,0 21,0	H y V H y V H y V H y V	105x68 66x43 40x26 34x22	49,7	http://www.isro.org/irsp4.htm
AQUA – AMSR	NASA	2002-	6,9 10,7 18,7 23,8 36,5 89,0	H y V H y V H y V H y V H y V H y V	75x43 48x27 27x16 31x18 16x9 7x4	55,0	http://aqua.nasa.gov/AMSR/AMSR3.html
ADEOS II – AMSR	NASDA	2002-	6,9 10,7 18,7 23,8 36,5 89,0	H y V H y V H y V H y V H y V H y V	71x41 46x26 25x15 23x14 14x8 6x4	55,0	http://sharaku.core.nasda.go.jp/AAMSR/ov_amr/
SMOS – MIRAS	ESA	2007	1,4	H y V	35x35 esperada	40,0 – 55,0	http://www.esa.int/export/esaLP/smos.html

Tabla 1.2.3. Características de los principales satélites que incorporan sensores SAR

Satélite – Sensor	Agencia espacial	Fecha de lanzamiento	Frecuencia (GHz)	Polarización	Resolución (m)	Ángulo de incidencia (grados)	Página web
ERS-1 – AMI	ESA	1991-1999	5,3 Banda C	VV	30	23	http://earth.esa.int/ers/
ERS-2 – AMI	ESA	1995-	5,3 Banda C	VV	30	23	http://earth.esa.int/ers/
RADARSAT-1 – SAR	CSA	1995-	5,3 Banda C	HH	10-100	20-59	http://www.space.gc.ca/asc/eng/csa_sector_s/earth/radsat1/radsat1.asp
SIR-C/X-SAR	NASA / DARA / ASI	1994	23,5 Banda X 5,7 Banda C 3,2 Banda L	HH, VV, HV y VH	10-60	15-55	http://www.jpl.nasa.gov/radar/sirxsar/
JERS-1 – SAR	NASDA	1992-1998	23,5 Banda X	HH	18	35	http://www.eorc.nasda.go.jp/JERS-1/
ENVISAT – ASAR	ESA	2002-	5,3 Banda C	simple VV o HH doble HH/HV o HH/VV	30	17-55	http://envisat.esa.int/
ALOS – PALSAR	NASDA	2004	1,27 Banda L	Polarimétrico	10-100	10-51	http://alos.nasda.go.jp/index-e.html
RADARSAT-2 – SAR	CSA	2005	5,4 Banda C	Polarimétrico	10-25	20-59	http://www.radsat2.info/
TerraSAR-X	ESA/DLR	2005	9,6 Banda X	Polarimétrico	1,2-16	20-55	http://www.infoterra-global.com/terrasar_new.htm
TerraSAR-L	ESA/DLR	2006	1,3 Banda L	Polarimétrico	5	20-55	http://www.infoterra-global.com/terrasar_new.htm
RISAT-1 – SAR	NRSA India	2006	5,3 Banda C		1-50		http://www.nrsc.gov.in/
SAOCOM 1A – SAR	CONAE Argentina	2007	1,3 Banda L	Polarimétrico	10-100	15-40	http://www.conae.gov.ar/satelites/saocom.html

1.3. UTILIDAD DE LA ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO EN MODELOS HIDROLÓGICOS

Por último, para cerrar este primer capítulo de introducción, se muestra la utilidad que la estimación de la humedad superficial del suelo mediante sensores remotos puede tener en aplicaciones de tipo hidrológico.

La descripción y representación de los procesos que ocurren en la superficie de la tierra se ha abordado habitualmente mediante el uso de modelos de simulación. Los modelos son representaciones de la realidad que permiten su estudio y análisis gracias a diferentes tipos de simplificaciones que reducen su complejidad original. Se han desarrollado modelos para describir procesos hidrológicos, agronómicos, medioambientales o meteorológicos, que se emplean habitualmente como herramientas de estudio y predicción de los sistemas que describen.

Los modelos que describen procesos de la superficie del suelo son en general complejos, dado que requieren multitud de parámetros para representar de forma adecuada los procesos que simulan. Esta complejidad es aun mayor en el caso de modelos espacialmente distribuidos, ya que, además, tienen que representar la heterogeneidad de la superficie terrestre y su influencia en los distintos procesos. Estos modelos se están convirtiendo en herramientas habituales para la toma de decisiones en temas como el uso del suelo, la gestión de los recursos y la protección medioambiental.

Los modelos requieren de información espacial para su correcto funcionamiento. Habitualmente esta información se ha estimado a partir del conocimiento previo que se tenía de las zonas de estudio, sin embargo la teledetección ofrece interesantes alternativas para adquirir información sobre los procesos que representan estos modelos. A día de hoy se han desarrollado técnicas para estimar la distribución espacial de la precipitación (Sandholt *et al.*, 2003) así como varias características de la superficie terrestre como el albedo, el índice de área foliar, la temperatura de la superficie o la humedad superficial del suelo, variable que ahora nos ocupa (Kite y Pietroniro, 1996; Sandholt *et al.*, 2003; Boegh *et al.*, 2004).

El empleo de esta información por la comunidad hidrológica no ha sido todo lo extensivo que pudiera en parte debido a las siguientes razones (Kite y Pietroniro, 1996): (a) la ausencia de ecuaciones universales para la estimación de variables hidrológicas a partir de las observaciones realizadas mediante teledetección, (b) la escasez de modelos hidrológicos que permiten integrar directamente la información adquirida por distintos sensores y (c) la falta de educación y entrenamiento en este ámbito.

Los modelos hidrológicos son por definición herramientas imperfectas cuyas limitaciones son, generalmente, conocidas y aceptadas. En este sentido, las limitaciones más habituales de los modelos de hidrología superficial son (Pauwels *et al.*, 2001):

- La excesiva simplificación de los procesos para que los modelos sean computacionalmente eficientes
- Los errores en los datos meteorológicos de entrada

- La baja fiabilidad de la información sobre los suelos, topografía o vegetación
- La complejidad de la estimación de los parámetros

El empleo de la información adquirida mediante teledetección en la simulación hidrológica puede ser de gran interés ya que puede ayudar a superar estas limitaciones propias de los modelos (Troch *et al.*, 2003). La integración de esta información en los modelos se puede llevar a cabo siguiendo diferentes estrategias, tal y como se comenta en esta sección.

Las formas más habituales de emplear la información adquirida mediante teledetección en los modelos hidrológicos son las siguientes (Bach y Mauser, 2003):

a) La inicialización de los parámetros del modelo

Esta ha sido la forma más habitual de integrar la información de teledetección en la simulación hidrológica. Generalmente, consiste en estimar parámetros de entrada como el relieve del terreno, mediante fotogrametría, o el uso del suelo de las diferentes zonas estudiadas (Jackson *et al.*, 1977). En otros casos se han empleado estimaciones de humedad del suelo obtenidas mediante satélite para determinar el estado antecedente de humedad e incorporar esta información al método del número de curva (CN) del USDA-SCS (Jacobs *et al.*, 2003).

b) La actualización de distintas variables de estado del modelo

Esto es lo que se ha denominado asimilación de información o *Data Assimilation*, que se introduce en el capítulo 5. Su fundamento se basa en que se realizan observaciones de alguna variable de estado del modelo (por ejemplo LAI, temperatura de la superficie o humedad del suelo) tras lo cual las estimaciones que realiza el modelo se modifican tomando como referencia las observaciones. Estas técnicas previenen la acumulación sistemática de errores en la simulación.

c) La recalibración de parámetros del modelo a partir de la estimación de variables de estado

De este modo se emplean estimaciones de las variables de estado para poder calibrar los parámetros del modelo y obtener una representación más realista del sistema.

Un ejemplo de este tipo de métodos es el propuesto por Burke *et al.* (1998) que emplean una serie de mediciones mediante radiómetros microondas en la banda L para recalibrar los parámetros hidráulicos de los suelos. Empleando un modelo que simula la temperatura de brillo T_B a partir del balance de agua del suelo, comparan las estimaciones de T_B realizadas con las mediciones y recalibran parámetros, como la densidad aparente y la conductividad hidráulica, hasta obtener un ajuste bueno entre las observaciones de T_B y las simulaciones. De forma similar Mattikali *et al.* (1998) calibran la conductividad en saturación y el ratio entre la fracción de arena y la arcilla en un modelo a partir de mediciones de temperatura de brillo.

d) La incorporación a los modelos hidrológicos de algoritmos que describen los fenómenos observados mediante teledetección.

Esta técnica consiste en asociar modelos (*Model Coupling*) hidrológicos a modelos de retrodispersión o reflectancia. De este modo, las simulaciones realizadas mediante estos modelos asociados se pueden comparar directamente con las observaciones adquiridas mediante los sensores remotos (Crosson *et al.*, 2002).

Lógicamente, esta última técnica incorpora un alto grado de complejidad a los modelos empleados, lo cual puede reducir su aplicabilidad.

e) La calibración y validación de los modelos

En numerosas ocasiones la teledetección se ha empleado como una simple herramienta de comparación para poder evaluar el funcionamiento de los modelos (Boegh *et al.*, 2004; Biftu y Gan, 2001). En otras aplicaciones más rigurosas se han empleado observaciones satelitales para calibrar y validar modelos hidrológicos, haciendo posible un funcionamiento más realista de los mismos frente a las técnicas clásicas que se basan únicamente en las predicciones de descarga para calibrar y validar los modelos (Puech y Gineste; 2003; Sandholt *et al.*, 2003). El uso de observaciones adicionales, a parte de la descarga, para calibrar y validar los modelos puede ayudar a reducir el problema de la equifinalidad en la calibración (Puech y Gineste, 2003) y avanzar hacia un funcionamiento correcto de los mismos.

En general, la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección tiene un gran potencial para la mejora del funcionamiento de los modelos y su modificación hacia una descripción más realista y fiable de las zonas estudiadas y su heterogeneidad.

1.4. OBJETIVOS

Los objetivos generales que se pretenden alcanzar con esta tesis doctoral se indican a continuación, expuestos en el orden en que se han abordado en el desarrollo del trabajo. En los siguientes capítulos se detallarán también los objetivos particulares de cada uno de ellos.

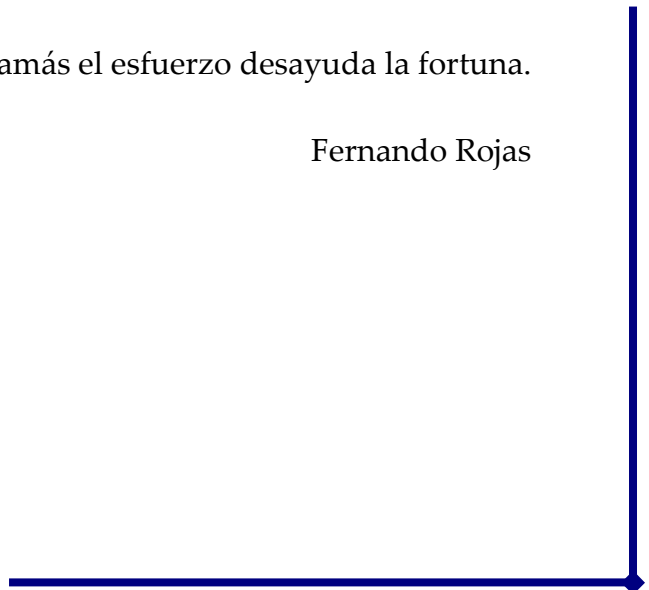
- ◆ Un primer objetivo general consiste en estudiar y analizar la aplicabilidad de la estimación de la humedad mediante teledetección radar en cuencas agrícolas. Para ello se procesarán imágenes adquiridas por dos sensores radar actualmente en activo: RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR. Los datos proporcionados por estas imágenes se emplearán como entrada de distintos métodos de estimación de humedad. Se evaluarán los resultados obtenidos y se analizará la influencia que otras características del terreno como su rugosidad o cubierta vegetal pueden tener en la estimación de la humedad mediante esta técnica.
- ◆ Teniendo en cuenta la gran influencia que la rugosidad superficial del suelo ejerce en la teledetección radar, un segundo objetivo, del cual trata el tercer capítulo, es caracterizar la rugosidad superficial del suelo y analizar su variabilidad espacial y temporal, así como la influencia que las diferentes técnicas de laboreo tienen en los parámetros empleados para la medición de la rugosidad.
- ◆ Por último, y como debe ser necesario en cualquier tesis doctoral, un objetivo importante de la misma es introducir, o sumergir, al doctorando en el mundo de la investigación. Para ello se estudia el problema ya planteado, y fruto de este estudio se abren vías o líneas de investigación a desarrollar en un futuro próximo. Estas líneas de investigación se presentan y adelantan en el capítulo quinto.

Capítulo 2.

ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE TELEDETECCIÓN RADAR

Jamás el esfuerzo desayuda la fortuna.

Fernando Rojas



2.1. ANTECEDENTES

2.1.1. CONCEPTOS BÁSICOS DE TELEDETECCIÓN RADAR ORIENTADA A LA ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

2.1.1.1. Fundamentos

RADAR es el acrónimo inglés de *RA*dio *D*etection *A*nd *R*anging (Detección y Localización por Radio), término que hace referencia al tipo de aplicaciones para las que se desarrolló esta técnica: la detección y localización de objetos, fundamentalmente barcos y aviones. Hoy en día, dada la diversidad de aplicaciones para las que se emplean estos sensores, la detección y localización no son siempre los objetivos de su uso. No obstante, el término radar se acuña a cualquier sensor en el que un elemento transmisor emite un haz de radiación microondas hacia una superficie u objeto y un elemento receptor recibe el eco o señal de retorno para posteriormente analizar sus propiedades (Fig. 2.1.1).

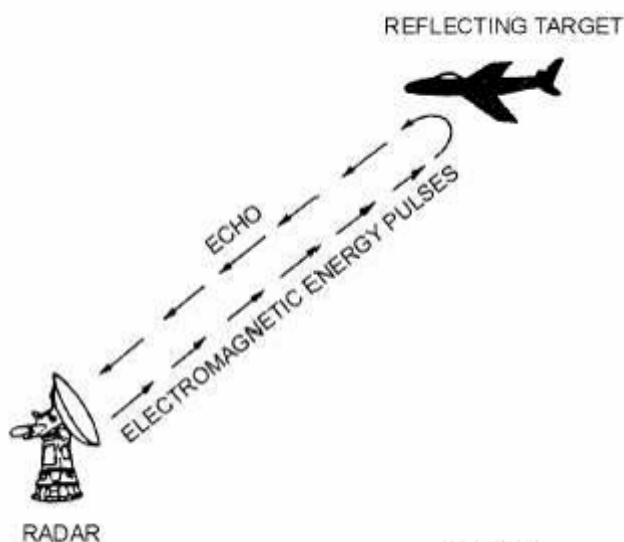


Figura 2.1.1. Esquema del funcionamiento de un sensor radar. El transmisor emite un pulso de radiación electromagnética que es reflejado por el objeto iluminado y recibido por el receptor (fuente CCRS GLOBESAR)

Las aplicaciones de los sensores radar a la observación y estudio de la superficie terrestre comenzaron en los años 1950 con el desarrollo de sensores radar aerotransportados. El principal problema de estos primeros sensores era la pobre resolución espacial que proporcionaban. Sin embargo, el desarrollo de las antenas de apertura sintética (SAR), permitió un aumento de la resolución espacial de los sensores basándose en el efecto Doppler. Este tipo de antenas aprovechan el desplazamiento del sensor en la dirección de vuelo para sintetizar imágenes con resoluciones espaciales de gran detalle. Su desarrollo hizo posible la incorporación de sensores radar a plataformas espaciales con el objetivo de representar la superficie terrestre, alcanzando unas resoluciones espaciales lo suficientemente detalladas.

En el año 1981 se lanzó el primer satélite de la serie SIR (*Shuttle Imaging Radar*) que supondría el comienzo de la observación terrestre mediante sensores radar espaciales. Desde entonces las principales agencias espaciales han desarrollado sensores espaciales de este tipo. El principal atractivo de la teledetección radar radica en el hecho de que la transmisividad de la atmósfera es prácticamente del 100% en las longitudes de onda que trabajan estos sensores, haciendo que la adquisición de imágenes sea independiente de las condiciones de cobertura nubosa.

Como ya se ha mencionado, los sensores radar emiten un pulso de radiación electromagnética y miden el pulso retrodispersado o eco de retorno que recibe la antena. El pulso de retorno se mide como una magnitud compleja que incluye información sobre su fase y amplitud. Para aplicaciones como la polarimetría o la interferometría, la información de fase es fundamental. Para el resto de aplicaciones se puede prescindir de esta información de fase, siendo de interés únicamente la amplitud del pulso (Oliver y Quegan, 1998). Esta amplitud, una vez procesada la imagen, se transforma a unidades de intensidad o potencia mediante una relación cuadrática.

La relación entre la potencia del pulso de retorno y la del pulso emitido describe la interacción entre la radiación y el objeto observado, indicando las características dispersoras de éste. Tal relación es la principal fuente de información a cerca de los elementos observados, por lo que se denomina ecuación fundamental del radar (Ec. 2.1.1).

$$\frac{P_r}{P_t} = \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma \quad (2.1.1)$$

donde, P_r es la potencia del pulso de retorno recibido por el receptor (W), P_t es la potencia del pulso transmitido por el emisor (W), G es el factor de ganancia de la antena, λ es la longitud de onda del pulso electromagnético (m), R es la distancia entre el sensor y el objeto observado (m) y σ es la denominada sección transversal de radar del objeto observado, magnitud que proporciona información sobre el objeto y que se detalla a continuación.

La sección transversal de radar (*Radar Cross Section*, *RCS* o σ) de un determinado objeto indica la capacidad del mismo para reflejar ondas radar en la dirección del sensor (retrodispersar) que se mide mediante el cociente P_r/P_t . No obstante, σ se define de forma conceptual, en unidades de superficie (m^2), como el área de un hipotético reflector ideal (esfera) que retrodispersa la misma cantidad de potencia que el objeto observado.

Aplicando el concepto de sección transversal de radar a objetos espacialmente distribuidos, como cubiertas del terreno, en lugar de a objetos puntuales, se obtiene el denominado coeficiente de retrodispersión (σ^0) que corresponde a la σ por unidad de área del terreno y representa el comportamiento dispersivo de los elementos presentes dentro de un píxel. Es una magnitud adimensional ($m^2 m^{-2}$), pero debido a que puede variar en diversos órdenes de magnitud se suele expresar de forma logarítmica en decibelios (dB). Su expresión en la forma adimensional se suele referir a menudo como *en unidades lineales*.

$$\sigma^0 = \frac{\sigma}{A} \quad (\text{m}^2\text{m}^{-2}) \quad \rightarrow \quad \sigma_{dB}^0 = 10 \cdot \log_{10} \sigma^0 \quad (\text{dB}) \quad (2.1.2)$$

El comportamiento dispersivo de las cubiertas naturales depende fundamentalmente de sus características dieléctricas y geométricas, aunque también influye la configuración del flujo de radiación incidente. Las características que definen la configuración de la radiación incidente, y por ende del sensor, son su frecuencia o longitud de onda, su polarización y su ángulo de incidencia.

2.1.1.2. Influencia de la configuración del sensor en el coeficiente de retrodispersión

La frecuencia de la radiación es una característica importante al estudiar la respuesta de las diferentes cubiertas. En el caso de cubiertas vegetales, la frecuencia determina el tipo, o mejor dicho, el tamaño de los elementos con los que interactuará la radiación. Por ejemplo, en una cubierta forestal las observaciones a frecuencias altas (longitudes de onda pequeñas, por ejemplo banda *X*) recogen la interacción a nivel de las hojas o la copa de los árboles; mientras que a frecuencias bajas (por ejemplo banda *L* o *P*) la radiación es capaz de traspasar las hojas y ramas y la interacción se produce con los troncos. En el caso de observaciones sobre superficies de suelo desnudo, a menor frecuencia la capacidad de penetración de la radiación en el suelo es mayor.

La polarización es también una característica importante de las observaciones mediante sensores radar. La polarización se define como la orientación del campo eléctrico de las ondas electromagnéticas que forman el haz. En los sensores radar es necesario conocer la polarización de la radiación emitida y la de la radiación recibida. Por esto se suele hablar de polarizaciones directas *hh* (polarización emitida y recibida en horizontal) o *vv* (polarización emitida y recibida en vertical) y polarizaciones cruzadas *hv* (polarización emitida en horizontal y recibida en vertical) o *vh* (polarización emitida en vertical y recibida en horizontal). Las observaciones en polarización directa son más adecuadas para estudiar las interacciones de primer orden, predominantes en condiciones de suelo desnudo. Las observaciones en polarizaciones cruzadas, permiten detectar los cambios de polarización que se producen habitualmente en interacciones múltiples frecuentes en cubiertas vegetales. Además de esto, la intensidad de las observaciones en polarizaciones cruzadas suele ser muy reducida, con lo que éstas son muy sensibles a los errores que se puedan producir en las observaciones.

El ángulo de incidencia de la radiación, es el ángulo existente entre la dirección del haz de ondas y la vertical en un determinado punto (Fig. 2.1.2). El ángulo de visión es aquel que forma el haz de ondas con la vertical en el sensor. En sistemas radar aerotransportados el ángulo de incidencia y el de visión serán prácticamente iguales, pero a medida que la distancia entre el sensor y la superficie terrestre aumenta, el efecto de la curvatura terrestre hace que la diferencia entre ambos ángulos aumente. El ángulo complementario al de visión se denomina ángulo de depresión.

El ángulo de incidencia en sí influye en la cantidad de radiación retrodispersada que alcanza el sensor, es decir, a igualdad de condiciones, una imagen adquirida con un ángulo de incidencia muy pequeño presentará valores de intensidad mayores que otra

adquirida con un ángulo muy tendido. Dentro de una misma imagen el ángulo de incidencia variará también entre la primera línea de la imagen y la última.

En terrenos con relieve, se introduce el concepto de ángulo de incidencia local, en el que se incorporan parámetros topográficos como la pendiente y la orientación al cálculo del ángulo de incidencia de cada píxel (Fig. 2.1.2.B). Este cálculo se emplea posteriormente para corregir los valores de intensidad observados en las imágenes.

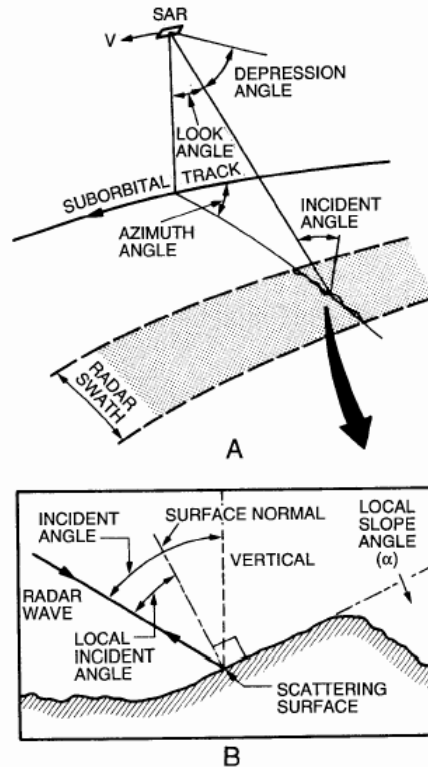


Figura 2.1.2. A) Representación del ángulo de incidencia de una imagen SAR, junto con el ángulo de visión, el ángulo de depresión y el ángulo del acimut (normalmente 90°). B) En terrenos con relieve se denomina ángulo de incidencia local al ángulo de incidencia calculado teniendo en cuenta la pendiente y orientación del terreno (Fuente: Kuplich, 2001)

2.1.1.3. Influencia de las características de la superficie observada en el coeficiente de retrodispersión

A. CARACTERÍSTICAS DIELECTRICAS

Las características dieléctricas de un objeto o sustancia se expresan mediante su constante dieléctrica ϵ . La constante dieléctrica representa la capacidad que tiene un objeto o sustancia para conducir energía eléctrica, es decir, representa la tendencia que tiene ese elemento a que su distribución de cargas eléctricas se polarice al verse sometida a un campo eléctrico externo permitiendo así la conducción de energía eléctrica (Robinson *et al.*, 1999). Se expresa en unidades del SI en $F \cdot m^{-1}$.

Es una magnitud compleja (también se suele denominar permitividad compleja) que tiene una parte real (ϵ'), que representa el almacenamiento de energía, y una imaginaria

(ε''), que representa las pérdidas de energía debidas a la conducción iónica. A menudo se denomina la parte real como permitividad y la imaginaria como factor dieléctrico de pérdidas.

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (2.1.3)$$

Normalmente, la constante dieléctrica de las sustancias se suele dar en términos relativos respecto de la constante dieléctrica del vacío ($\varepsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12} \text{ F}\cdot\text{m}^{-1}$), con lo que pasa a ser adimensional denominándose constante dieléctrica relativa o permitividad relativa (ε_r) (Ulaby *et al.*, 1982a):

$$\varepsilon_r = \varepsilon / \varepsilon_0 = \varepsilon'_r - j\varepsilon''_r \quad (2.1.4)$$

La constante dieléctrica de un medio influye directamente en la cantidad de radiación retrodispersada mediante los coeficientes de reflexión de Fresnel, que representan la amplitud de la onda reflejada al atravesar el límite entre dos medios (Ulaby y Elachi, 1990):

$$R_{\parallel} = \frac{\varepsilon'_r \cos \theta - \sqrt{\varepsilon'_r - \sin^2 \theta}}{\varepsilon'_r \cos \theta + \sqrt{\varepsilon'_r - \sin^2 \theta}} \quad (2.1.5)$$

$$R_{\perp} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon'_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon'_r - \sin^2 \theta}} \quad (2.1.6)$$

donde R_{\parallel} es el coeficiente de reflexión de Fresnel para polarización vertical, R_{\perp} es el coeficiente de reflexión de Fresnel para polarización horizontal y θ es el ángulo de incidencia de la radiación.

En la notación empleada en adelante omitiremos el subíndice r aunque en todos los casos hagamos referencia a la constante dieléctrica en términos relativos ε_r .

Las moléculas polares, como el agua, al verse sometidas a un campo externo se orientan de forma polar con lo que absorben energía del campo, que tras finalizar la exposición, es liberada haciendo que las moléculas vuelvan a su orientación aleatoria original. La sustancia polar más habitual en la naturaleza es el agua, cuya constante dieléctrica es notablemente superior a la del resto de moléculas presentes en cubiertas naturales.

La constante dieléctrica de un suelo varía principalmente en función de su contenido de humedad. Como ya se ha comentado, la constante dieléctrica de un suelo seco es aproximadamente 5 y la del agua aproximadamente 80 (a 25 °C) (Robinson *et al.*, 1999). Esta diferencia hace posible la estimación del contenido de humedad de un suelo a partir de su constante dieléctrica.

Un suelo puede ser considerado como una mezcla de partículas sólidas, huecos con aire y agua líquida. En esta mezcla, el agua puede encontrarse en dos formas: agua ligada o adsorbida y agua libre. La proporción de agua ligada y libre de un suelo varía en función del área total de partículas sólidas por unidad de volumen de suelo, lo que depende de la textura y mineralogía de las partículas sólidas del mismo (Hallikainen *et al.*, 1985). La constante dieléctrica del agua ligada es menor a la del agua libre puesto

que las fuerzas osmóticas que soportan sus moléculas hacen que se altere la estructura dipolar que toma el agua en condiciones normales.

Por lo tanto, la constante dieléctrica de un suelo depende, además de su contenido de humedad, de su textura y su mineralogía, de otros factores de menor importancia como su temperatura, salinidad, estructura y porosidad. Sin embargo, también depende de las características del campo eléctrico que se aplique al suelo, lo que en estudios de dispersión de radiación electromagnética, se relaciona con la frecuencia de la radiación incidente (Hallikainen *et al.*, 1985).

El cálculo de la constante dieléctrica de un suelo conocida su humedad, o viceversa, ha sido intensamente estudiado. En general, existen dos modelos que permiten calcular la constante dieléctrica de un suelo a partir de su humedad y sus características físicas, a parte de la ya comentada ecuación de Topp: el modelo empírico de Hallikainen *et al.* (1985) y el modelo semi-empírico de mezcla dieléctrica de Dobson *et al.* (1985).

Tabla 2.1.1. Coeficientes propuestos en el modelo de Hallikainen *et al.* (1985) para el cálculo de la constante dieléctrica a diferentes frecuencias

Frecuencia (GHz)	a_0	a_1	a_2	b_0	b_1	b_2	c_0	c_1	c_2
Componente real ε'									
1,4	2,862	-0,012	0,001	3,803	0,462	-0,341	119,006	-0,500	0,633
4,0	2,927	-0,012	-0,001	5,505	0,371	0,062	114,826	-0,389	-0,547
6,0	1,993	0,002	0,015	38,086	-0,176	-0,633	10,720	1,256	1,522
8,0	1,997	0,002	0,018	25,579	-0,017	-0,412	39,793	0,723	0,941
10,0	2,502	-0,003	-0,003	10,101	0,221	-0,004	77,482	-0,061	-0,135
12,0	2,200	-0,001	0,012	26,473	0,013	-0,523	34,333	0,284	1,062
14,0	2,301	0,001	0,009	17,918	0,084	-0,282	50,149	0,012	0,387
16,0	2,237	0,002	0,009	15,505	0,076	-0,217	48,260	0,168	0,289
18,0	1,912	0,007	0,021	29,123	-0,190	-0,545	6,960	0,822	1,195
Componente imaginario ε''									
1,4	0,356	-0,003	-0,008	5,507	0,044	-0,002	17,753	-0,313	0,206
4,0	0,004	0,001	0,002	0,951	0,005	-0,010	16,759	0,192	0,290
6,0	-0,123	0,002	0,003	7,502	-0,058	-0,116	2,942	0,452	0,543
8,0	-0,201	0,003	0,003	11,266	-0,085	-0,155	0,194	0,584	0,581
10,0	-0,070	0,000	0,001	6,620	0,015	-0,081	21,578	0,293	0,332
12,0	-0,142	0,001	0,003	11,868	-0,059	-0,225	7,817	0,570	0,801
14,0	-0,096	0,001	0,002	8,583	-0,005	-0,153	28,707	0,297	0,357
16,0	-0,027	-0,001	0,003	6,179	0,074	-0,086	34,126	0,143	0,206
18,0	-0,071	0,000	0,003	6,938	0,029	-0,128	29,945	0,275	0,377

El modelo de Hallikainen *et al.* (1985) calcula la constante dieléctrica de un suelo a partir de su humedad y su textura por medio de un polinomio de segundo grado del siguiente tipo:

$$\varepsilon_s = (a_0 + a_1S + a_2C) + (b_0 + b_1S + b_2C)SM + (c_0 + c_1S + c_2C)SM^2 \quad (2.1.7)$$

donde, S y C son la fracción de arena y arcilla del suelo respectivamente (%), SM es la humedad del suelo y a , b y c (con sus correspondientes subíndices) son los coeficientes

empíricos que dependen de la frecuencia de observación. Estos coeficientes se obtuvieron a partir de observaciones de laboratorio para 9 frecuencias entre 1,4 y 18 GHz, tanto para la componente real de la constante dieléctrica como para la imaginaria (Tabla 2.1.1, Fig. 2.1.3).

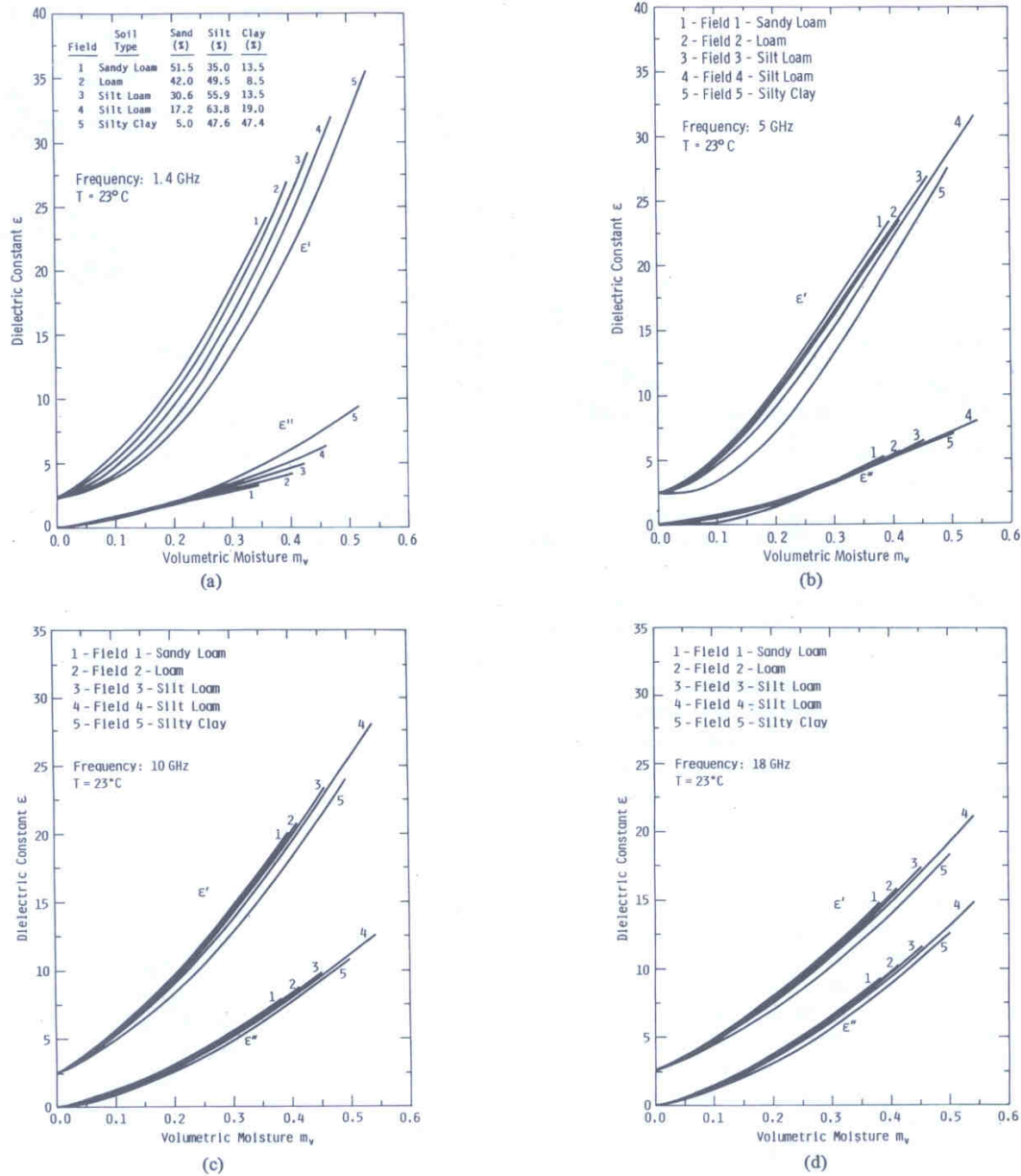


Figura 2.1.3. Relación entre la humedad volumétrica y la constante dieléctrica relativa del suelo (parte real e imaginaria) para 5 tipos de suelo distintos observados bajo 4 frecuencias (1,4, 5,0, 10,0 y 18,0 GHz) (Fuente: Hallikainen et al., 1985)

El modelo de Dobson *et al.* (1985) es un modelo semi-empírico de mezcla dieléctrica (*Dielectric Mixture Model*) de cuatro componentes: partículas sólidas, aire, agua ligada y agua líquida. Este modelo toma en cuenta la influencia de la temperatura del suelo al contrario que el modelo de Hallikainen *et al.* (1985), y se basa en una suma ponderada de las constantes dieléctricas de los cuatro componentes que forman el suelo. La constante dieléctrica de la mezcla del suelo se calcula según las siguientes expresiones:

$$\varepsilon_s = \varepsilon'_s - j\varepsilon''_s \quad (2.1.8)$$

$$\varepsilon'_s = \left[1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\varepsilon_{sol}^\alpha - 1) + SM^{\beta'} \varepsilon_{fw}^{\alpha'} - SM \right]^{1/\alpha} \quad (2.1.9)$$

$$\varepsilon''_s = [SM^{\beta''} \varepsilon_{fw}^{\alpha''}]^{1/\alpha} \quad (2.1.10)$$

donde, ρ_b es la densidad aparente del suelo (gr cm^{-3}), ρ_s es la densidad de las partículas sólidas del suelo ($\rho_s = 2,66 \text{ gr cm}^{-3}$), ε_{sol} es la constante dieléctrica relativa de las partículas sólidas del suelo, que se calcula, a partir de ρ_s según (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\varepsilon_{sol} = (1,01 + 0,44\rho_s)^2 - 0,062 \quad (2.1.11)$$

SM es el contenido de humedad volumétrico del suelo ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$) y ε_{fw} es la constante dieléctrica del agua libre que se calcula por medio de una función modificada de Debye como (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\varepsilon_{fw} = \varepsilon_{w\infty} + \frac{\varepsilon_{w0} - \varepsilon_{w\infty}}{1 + j2\pi f\tau_w} - j \frac{\sigma_{eff}}{2\pi f\varepsilon_0} \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s SM} \quad (2.1.12)$$

donde, $\varepsilon_{w\infty}$ es el límite de alta frecuencia de la constante dieléctrica relativa del agua ($\varepsilon_{w\infty} = 4,9$ (Dobson *et al.*, 1985)), ε_{w0} es la constante dieléctrica relativa estática del agua que se determina de forma empírica a partir de su temperatura (T en $^{\circ}\text{C}$) (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\varepsilon_{w0} = 88,045 - 0,4147 T + 6,295 \cdot 10^{-4} T^2 + 1,075 \cdot 10^{-5} T^3 \quad (2.1.13)$$

f es la frecuencia de la radiación incidente o del campo electromagnético aplicado al suelo (GHz), τ_w es el tiempo de relajación del agua que se determina de forma empírica a partir de su temperatura (T en $^{\circ}\text{C}$) (Ulaby *et al.*, 1986):

$$2\pi\tau_w = 1,1109 \cdot 10^{-10} - 3,824 \cdot 10^{-12} T + 6,938 \cdot 10^{-14} T^2 - 5,096 \cdot 10^{-16} T^3 \quad (2.1.14)$$

σ_{eff} es la conductividad efectiva del agua libre (S m^{-1}) que se obtiene de forma empírica a partir de características físicas del suelo:

$$\sigma_{eff} = -1,645 + 1,939\rho_b - 0,02013S + 0,01594C \quad (2.1.15)$$

S y C representan el contenido en arena y arcilla, respectivamente, del suelo (%), ε_0 es la permitividad del vacío ($\varepsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$). Por último, α y β son exponentes obtenidos de forma empírica para suelos de composiciones texturales diversas, con diferentes contenidos de humedad (desde 1% hasta saturación) en un rango de frecuencias de 4,0 a 18,0 GHz. α es constante ($\alpha = 0,65$) mientras que β varía en función de la textura del suelo (Dobson *et al.*, 1985):

$$\beta = \frac{(127,48 - 0,519 S - 0,152 C)}{100} \quad (2.1.16)$$

El modelo de Dobson muestra un ajuste casi perfecto para suelos muy variados observados con frecuencias en todo el rango de las microondas (Ulaby *et al.*, 1986).

Por medio de este método es posible obtener la constante dieléctrica en función de la frecuencia de observación (f), el contenido de humedad del suelo (SM) y características del mismo como su textura (S y C), densidad aparente (ρ_b) y temperatura (T).

B. RUGOSIDAD SUPERFICIAL

La rugosidad superficial o micro relieve del suelo, representa las variaciones de elevación en la superficie del suelo. En terrenos cultivados, se deben diferenciar dos componentes de la rugosidad: la correspondiente a la denominada rugosidad orientada, que se define como la variación sistemática de la elevación del suelo debida al paso de maquinaria y aperos agrícolas (Valera, 1999); y una segunda componente correspondiente a la rugosidad aleatoria, definida como las variaciones en la elevación de la superficie del suelo originadas por el azar (Burwell, 1963).

La rugosidad aleatoria es la componente que interviene directamente en el coeficiente de retrodispersión mientras que la componente orientada influye debido a que puede modificar el ángulo de incidencia local de la superficie (Ulaby *et al.*, 1986).

Una onda incidente sobre una superficie lisa se refleja mediante una reflexión de tipo especular o también denominada coherente. Si la superficie límite es rugosa, parte de la radiación incidente es reflejada de forma especular y parte es dispersada de forma difusa. Dependiendo del grado de rugosidad una componente predominará sobre la otra (Fig. 2.1.4).

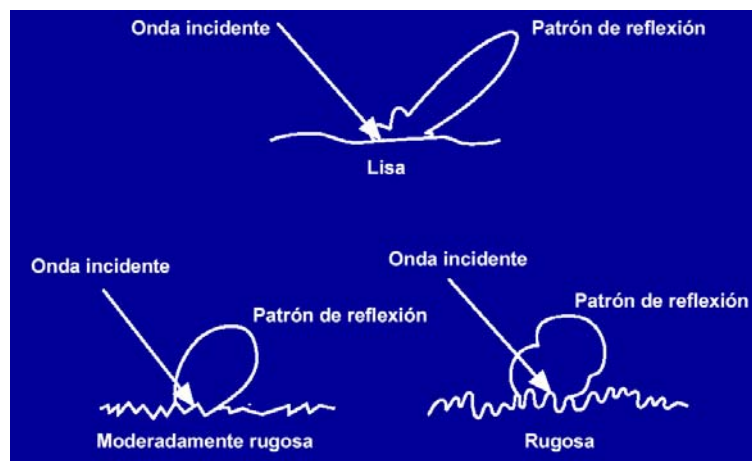


Figura 2.1.4. *Diferentes patrones de reflexión en función de la rugosidad de la superficie. Una superficie lisa produce un patrón especular o coherente mientras que una muy rugosa da lugar a un patrón difuso (Fuente: CCRS GLOBESAR)*

La percepción del grado de rugosidad de una superficie en imágenes radar, depende de la longitud de onda y ángulo de incidencia de la radiación que se esté empleando en la observación. Una superficie observada con una radiación de frecuencia alta (longitud de

onda corta) puede comportarse como rugosa y producir un patrón de reflexión completamente difuso, mientras que bajo una onda de frecuencia menor puede comportarse como una superficie lisa y producir una reflexión especular.

El concepto de superficie lisa no es fácil de definir. Desde un punto de vista teórico, una superficie se puede considerar lisa si produce un patrón de reflexión especular. Aplicando este concepto a las imágenes formadas por sensores radar, una superficie se considera lisa cuando, con ángulos de incidencia no verticales, su coeficiente de retrodispersión es tan bajo que incluso es difícil de medir, mientras que en ángulos próximos a la vertical proporciona una respuesta muy intensa (Ulaby *et al.*, 1982a) (Fig. 2.1.5).

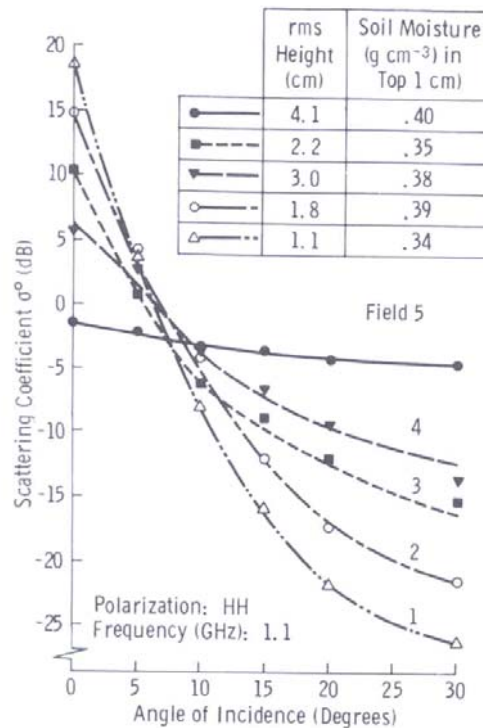


Figura 2.1.5. Coeficiente de retrodispersión σ^0 observado en función del ángulo de incidencia para diferentes condiciones de rugosidad (rms Height) (Fuente: Ulaby *et al.*, 1982a)

Esta definición de superficie lisa es un tanto subjetiva, por lo que se han establecido criterios estándar para diferenciar superficies lisas y rugosas de forma objetiva. El criterio de rugosidad más extendido es el de Rayleigh, aunque para explicar la dispersión microondas de superficies naturales es más adecuado el criterio de Fraunhofer.

Criterio de Rayleigh

El criterio de Rayleigh aplicado a una superficie aleatoriamente rugosa caracterizada por la desviación estándar de sus alturas (s) define como superficie lisa aquella que cumple la siguiente condición:

$$s < \frac{\lambda}{8 \cos \theta} \quad (2.1.17)$$

donde, s es la desviación estándar de las alturas de la superficie (m), λ es la longitud de onda de la radiación de observación (m) y θ es el ángulo de incidencia de la radiación.

El criterio de Rayleigh es útil como una primera aproximación a la diferenciación entre superficies lisas y rugosas. No obstante, dado que en el dominio de las microondas la longitud de onda es del orden de magnitud de la desviación de las alturas, es conveniente emplear un criterio más restrictivo, como por ejemplo el criterio de Fraunhofer (Ulaby *et al.*, 1982a).

Criterio de Fraunhofer

$$s < \frac{\lambda}{32 \cos \theta} \quad (2.1.18)$$

El criterio de Fraunhofer ha demostrado una mayor consistencia con observaciones experimentales de dispersión de microondas en superficies naturales (Ulaby *et al.*, 1982a).

La rugosidad de las superficies se caracteriza mediante parámetros estadísticos. Los parámetros empleados de forma tradicional consideran la rugosidad como una variación aleatoria de las alturas en forma de un proceso uniescalar. Habitualmente se consideran dos parámetros: la desviación estándar de las alturas (s) y la longitud de correlación de la superficie (l).

Desviación estándar de las alturas (s)

La desviación estándar de las alturas es una medida de la dispersión de éstas respecto a un plano de referencia, lo que representa la componente vertical de la rugosidad. Su cálculo, partiendo de perfiles unidimensionales de la superficie, se realiza de forma simple como:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (z_i^2 - \bar{z}^2)}{N - 1}} \quad (\text{m}) \quad (2.1.19)$$

donde, N es el número de medidas de alturas, z_i es la altura correspondiente a la medida i (m) y \bar{z} es la altura media (m).

Longitud de correlación de la superficie (l)

La longitud de correlación de la superficie (l) representa la componente horizontal de la rugosidad, es decir, describe la localización relativa de las alturas o la forma en la que las alturas varían a través de la superficie (Ogilvy y Foster, 1989).

Para su determinación es necesario calcular primero la función de autocorrelación del perfil (ACF). La ACF representa la similitud entre la altura z en un punto x y la correspondiente a otro punto x' situado a una cierta distancia del primero. En el caso de perfiles lineales discretos la ACF normalizada para un desplazamiento $x' = (j - 1) \cdot \Delta x$ (siendo j un número entero ≥ 1) se calcula según la siguiente ecuación (Ulaby *et al.*, 1982a):

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} z_i z_{j+i-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2} \quad (2.1.20)$$

donde, $\rho(x')$: es la correlación existente entre la altura (z) del punto i y la de otro punto situado a una distancia $j - 1$ del primero.

El parámetro denominado longitud de correlación (l) se define arbitrariamente como la distancia x' para la que $\rho(x')$ es igual a $1/e$; es decir, $\rho(l) = 1/e$ (Ulaby *et al.*, 1982a), y es un valor de referencia para estimar la independencia entre las alturas de dos puntos de la superficie. Si la distancia entre ellos es superior a l entonces sus alturas se consideran estadísticamente independientes.

Otro aspecto de importancia en la caracterización de la rugosidad es la forma de la función de autocorrelación (ACF). En superficies rugosas la ACF suele ajustarse bien en un rango de $(0, 2 \cdot l)$ a funciones de tipo exponencial de la siguiente forma:

$$\rho(x') = \exp\left(-\left(\frac{x'}{l}\right)^\alpha\right) \quad (2.1.21)$$

donde, α es un exponente que determina la forma de la función. En el caso de que $\alpha = 1$ se denomina función exponencial y en el caso de que $\alpha = 2$ función gaussiana.

Se ha observado que la gran mayoría superficies naturales y agrícolas se ajustan mejor a funciones exponenciales (Wegmüller *et al.*, 1994), excepto en casos de superficies muy rugosas (Ulaby *et al.*, 1986).

2.1.1.4. Profundidad de penetración en el suelo de la radiación empleada por los sensores radar

Cuando una onda electromagnética incide sobre la superficie de contacto entre dos medios (atmósfera y suelo), parte de la energía incidente se dispersa o refleja en la superficie y parte se transmite al medio inferior. En el caso especial de que este medio inferior se pueda considerar homogéneo, el problema en cuestión es un problema de dispersión superficial debido a que ésta ocurre sólo en la superficie. Por otro lado, si el medio inferior es heterogéneo y contiene elementos o intrusiones con diferentes características dieléctricas, parte de la onda que se transmite al medio inferior puede ser retrodispersada por estas intrusiones al medio superior. En este caso el problema se conoce como dispersión de volumen (Ulaby *et al.*, 1982a).

Los medios que se encuentra en la naturaleza (suelos, vegetación...) son heterogéneos. Sin embargo lo usual suele ser que se produzcan ambos mecanismos de dispersión (superficial y de volumen) combinados. La estimación de la capacidad de las ondas de penetrar en el suelo resulta de gran interés. Ulaby *et al.* (1982a) definieron la capacidad de penetración de las ondas microondas en el suelo desnudo δ_p como la profundidad a la cual la potencia del campo incidente se reduce a $1/e$. Además, propusieron un método

sencillo para estimarla a partir de la frecuencia de la onda y las características dieléctricas del medio:

$$\delta_p = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi\epsilon''} \quad (2.1.22)$$

donde, λ es la longitud de onda de la radiación incidente y $\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$ es la constante dieléctrica compleja relativa del suelo.

Por lo tanto, los sensores que trabajan a longitudes de onda más largas permiten observar una capa de suelo más profunda que los que emplean radiaciones de onda más corta. Del mismo modo, la profundidad de observación es mayor en suelos secos que en suelos muy húmedos.

En general, se suele asumir que en la banda C la capacidad de penetración en los suelos varía entre 1 y 10 cm dependiendo del contenido de humedad del mismo. En general se puede tomar como referencia un valor de 5 cm (Ulaby *et al.*, 1986, pag. 1973) (Fig. 2.1.6).

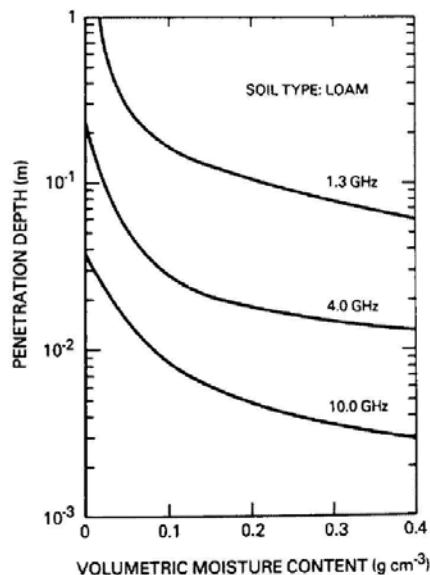


Figura 2.1.6. Profundidad de penetración a diferentes frecuencias en función del contenido de humedad del suelo para un suelo limoso (Fuente: Ulaby *et al.*, 1986)

2.1.1.5. Configuración óptima de los sensores radar para el estudio de la humedad superficial del suelo

Se han realizado diversos estudios de laboratorio y sobre parcelas experimentales en los que se ha tratado de determinar la configuración *óptima* de los sensores radar para el estudio de la humedad. El objetivo de estos estudios es dar con la configuración (en términos de frecuencia, polarización y ángulo de incidencia) que minimice la influencia de la rugosidad superficial y las cubiertas vegetales y maximice la sensibilidad a la humedad del suelo, permitiendo estudiar ésta de una forma adecuada.

En cuanto a la frecuencia óptima para el estudio de la humedad, se ha observado que a frecuencias altas la influencia de la rugosidad es mayor. Además, en condiciones de superficies con vegetación la influencia de la misma es también mayor en estos casos. Por lo tanto, es preferible emplear sensores que operen en frecuencias bajas, siendo los valores recomendados los que se encuentran entre 4 y 5 GHz (Ulaby *et al.*, 1986) o 4,5 y 7,5 GHz (Altese *et al.*, 1996).

La polarización cruzada no es adecuada para el estudio de la humedad, dado que es muy sensible a eventuales errores de calibración y además varía significativamente con la vegetación (Shi *et al.*, 1997). Entre las dos polarizaciones directas, *hh* parece más sensible que *vv* a la humedad del suelo (Ulaby *et al.*, 1986) y además en superficies con vegetación erectófila (por ejemplo cereales) la influencia de la vegetación es mayor en polarizaciones *vv*.

Por último, el ángulo de incidencia recomendado es en general pequeño. Cuanto menor sea éste, la influencia de la rugosidad y vegetación serán menores. No obstante, la formación de imágenes en ángulos de incidencia prácticamente verticales se complica y generalmente se considera suficientemente bueno un ángulo cercano a 20° (Altese *et al.*, 1996), aunque originalmente Ulaby *et al.* (1986) propusieron un ángulo óptimo entre 7° y 17°.

2.1.2. SENSIBILIDAD DEL COEFICIENTE DE RETRODISPERSIÓN A LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERRENO

Presentados los fundamentos de la teledetección radar, en esta sección se analiza cómo varía el coeficiente de retrodispersión σ^0 al variar los diferentes parámetros del terreno. En condiciones de suelo desnudo, o suelo con una vegetación somera que no interviene de forma importante en el proceso de la retrodispersión, las principales características de la superficie que influyen en ella son el relieve o la pendiente del terreno, la rugosidad superficial y las características dieléctricas de la capa superficial del suelo.

Para estudiar la sensibilidad de σ^0 a las diferentes características del terreno se realizan simulaciones mediante el modelo de retrodispersión *Integral Equation Model* (IEM). El IEM es un modelo de retrodispersión de base física que se desarrolla de forma detallada en la sección 2.1.3.3. En esta sección, se ha optado por adelantar su uso dado que es un modelo validado en condiciones de laboratorio (Mancini *et al.*, 1999), y su formulación se considera correcta. La aplicación que aquí se hace del IEM es meramente descriptiva, con el único objetivo de ilustrar cómo las distintas características del terreno influyen en σ^0 . Por lo tanto, el objetivo de este estudio no es la elaboración de un análisis de sensibilidad riguroso del IEM, sino que es simplemente cualitativo.

2.1.2.1. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión al relieve

El relieve influye en la respuesta captada por las imágenes radar al modificar el ángulo con el que la radiación incide en la superficie, comúnmente denominado ángulo de incidencia. En condiciones de fuerte relieve se llegan a producir distorsiones en las imágenes radar como la compresión de las laderas (*foreshortening*), la superposición (*layover*) o el sombreado (*shadowing*) (Henderson y Lewis, 1998). Estas distorsiones pueden limitar en gran medida la utilización de las imágenes radar.

En el caso de un relieve moderado, las variaciones que éste causa en el ángulo de incidencia pueden ser corregidas mediante un cálculo sencillo. En estos casos el ángulo de incidencia real, también denominado ángulo de incidencia local, se calcula teniendo en cuenta características del terreno como la pendiente y la orientación y la geometría de adquisición de la imagen. Tal cálculo se desarrolla en la sección 2.3.2 siguiendo el método propuesto en Ulander (1996) y Su *et al.* (1997) a partir de los principios de Robinson (1966).

En esta sección se examina cómo influyen las variaciones en el ángulo de incidencia local en el coeficiente de retrodispersión σ^0 . Para ello se llevan a cabo una serie de simulaciones mediante el IEM considerando una parcela hipotética observada en las polarizaciones *hh* y *vv* en la banda *C* (5,3 GHz). Se estudia la respuesta de dicha parcela a observaciones adquiridas bajo ángulos de incidencia que se incrementan de 10° a 70°. Además de esto, se observa su respuesta en diferentes condiciones de humedad del suelo y rugosidad superficial. Se consideran condiciones secas (humedad del 9% ($\varepsilon = 5$)) y condiciones húmedas (humedad del 35% ($\varepsilon = 18$)); y condiciones de rugosidad lisas con unos valores de *s* de 0,7 cm y *l* de 3,0 cm y condiciones rugosas con valores de *s* de 2,0 cm y *l* de 7,0 cm.

En condiciones lisas, σ^0 varía marcadamente con el ángulo de incidencia θ_{inc} (Fig. 2.1.7). A valores bajos de θ_{inc} el comportamiento de las superficies es similar a la reflexión especular siendo el valor de σ^0 mucho mayor que a valores altos de θ_{inc} . Esta caída típica de σ^0 con θ_{inc} , se observó tanto en los primeros experimentos con dispersómetros microondas llevados a cabo en la Universidad de Kansas (Ulaby *et al.*, 1982a), como en estudios de laboratorio efectuados en el EMSL (*European Microwave Signature Laboratory*) (Mancini *et al.*, 1999). Además, la caída se produce tanto en condiciones de suelo húmedo como en condiciones de suelo seco, y en ambas polarizaciones hh y vv ; si bien se observa un descenso más acusado en la polarización hh especialmente en condiciones húmedas en las que la variación entre 10° y 70° llega a ser de 20 dB (Fig. 2.1.7).

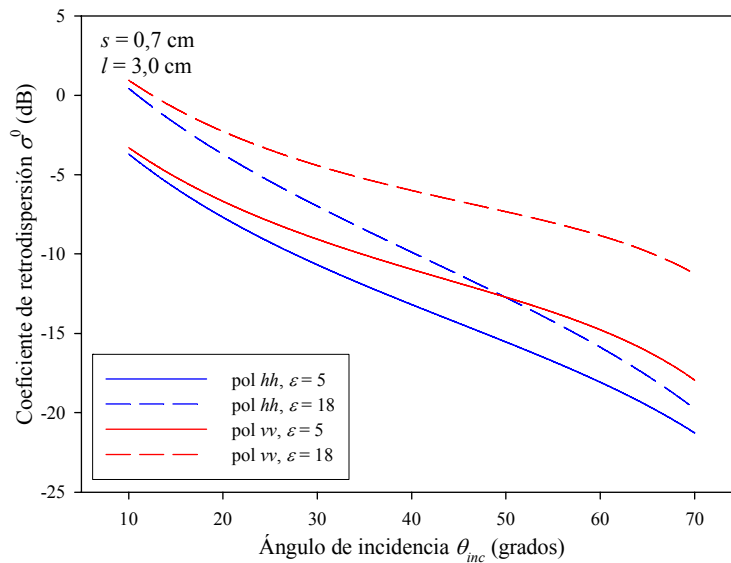


Figura 2.1.7. Análisis de la influencia del ángulo de incidencia θ_{inc} en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela de suelo liso observada tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\epsilon = 5$) y húmedas ($\epsilon = 18$)

En el caso de superficies rugosas, el valor de σ^0 no varía tan dramáticamente en función de θ_{inc} (Fig 2.1.8). El comportamiento de este tipo de superficies es más similar al de un reflector lambertiano o difuso que al de un reflector especular y los valores de σ^0 aumentan y disminuyen levemente (5 dB a lo sumo) según se incrementa θ_{inc} .

Por lo tanto, en casos en los que el relieve sea ondulado y pueda hacer variar el ángulo de incidencia, éste debe ser evaluado correctamente; sobre todo en superficies poco rugosas que son especialmente sensibles a sus variaciones.

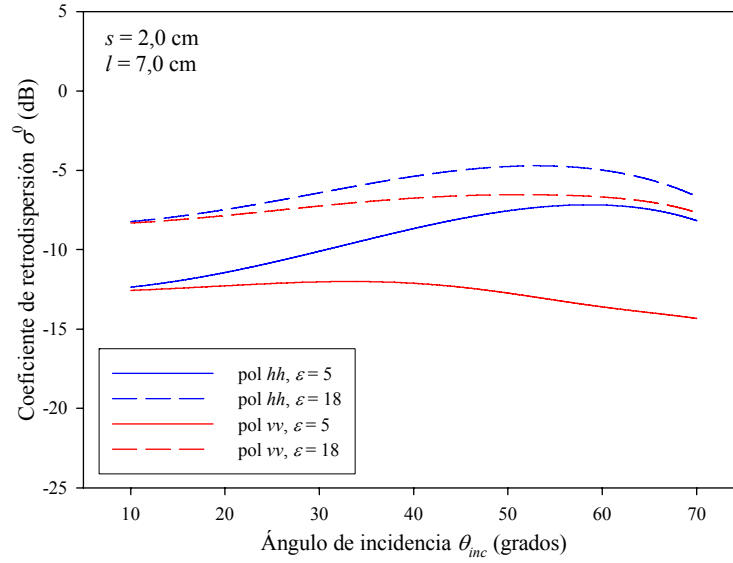


Figura 2.1.8. Análisis de la influencia del ángulo de incidencia θ_{inc} en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela de suelo rugoso observada tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\varepsilon = 5$) y húmedas ($\varepsilon = 18$)

2.1.2.2. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a la rugosidad superficial

La rugosidad superficial del suelo influye de forma importante en el coeficiente de retrodispersión observado por los sensores radar. En este apartado se analiza la variación del coeficiente de retrodispersión en función de los parámetros de rugosidad desviación estándar de las alturas de la superficie s y longitud de correlación l . Para ello, se realizan una serie de simulaciones con el IEM considerando una configuración similar al caso anterior (banda C, polarizaciones hh y vv), con un ángulo de incidencia de 25° , en condiciones húmedas ($\varepsilon = 18$) y secas ($\varepsilon = 5$).

En primer lugar, se estudia la sensibilidad de σ^0 al parámetro s , para lo cual se analizan las predicciones de σ^0 realizadas por el IEM según se varía s entre 0,5 y 2,5 cm. Este análisis se hace inicialmente considerando un valor de l de 3,0 cm y posteriormente variando este parámetro a un valor de 10,0 cm. Los resultados obtenidos en ambos casos (Fig. 2.1.9 y 2.1.10) muestran una tendencia ascendente de σ^0 hasta un valor máximo tras el cual σ^0 descende. El valor de s que da lugar a la respuesta máxima se puede asumir independiente de la polarización de la onda y contenido de humedad del suelo y aumenta según aumenta l ; en la simulación realizada fijando $l = 3,0$ cm el valor de s en el que se produce el máximo está cercano a 0,8 cm, mientras que tomando un valor de $l = 10,0$ cm este valor es de aproximadamente 1,5 cm.

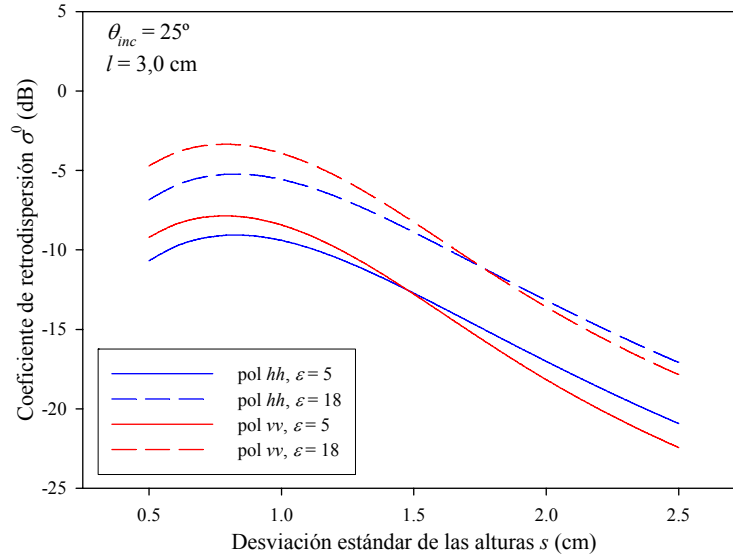


Figura 2.1.9. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad desviación estándar de las alturas s en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\varepsilon = 5$) y húmedas ($\varepsilon = 18$) considerando un valor de l de 3,0 cm

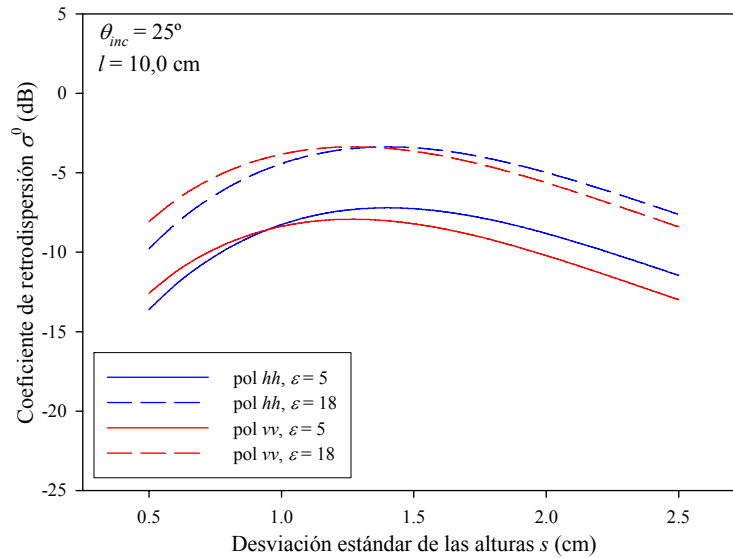


Figura 2.1.10. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad desviación estándar de las alturas s en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\varepsilon = 5$) y húmedas ($\varepsilon = 18$) considerando un valor de l de 10,0 cm

Para estudiar la sensibilidad de σ^0 a la longitud de correlación l se realiza un análisis similar, observando las variaciones de σ^0 según se incrementa l de 5,0 cm a 25,0 cm. El análisis se lleva a cabo bajo una configuración idéntica al caso anterior y considerando en primer lugar un valor de s de 1,0 cm y en segundo lugar de 2,0 cm. En el primer caso, la influencia de l en σ^0 es muy leve (Fig. 2.1.11). Se observa que a medida que l aumenta el valor de σ^0 disminuye de forma prácticamente lineal y no se aprecia una influencia significativa en esta tendencia de la polarización o humedad del suelo.

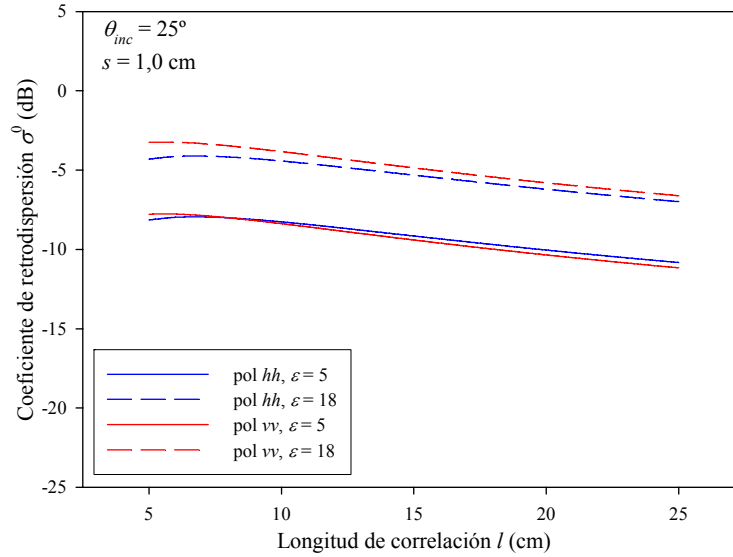


Figura 2.1.11. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad longitud de correlación l en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\varepsilon = 5$) y húmedas ($\varepsilon = 18$) considerando un valor de s de 1,0 cm

En el segundo caso, considerando un valor de s de 2,0 cm la respuesta obtenida es diferente (Fig. 2.1.12). Al incrementar el valor de l se observa que σ^0 aumenta hasta alcanzar un valor aproximadamente constante. Este valor asintótico de σ^0 es mayor cuanto mayor es el contenido de humedad del suelo y en la polarización hh . La magnitud de la variación de σ^0 es cercana a 5 dB, lo cual no es una variación dramática. Más aun si se tiene en cuenta que en superficies rugosas como la que se considera ($s = 2,0$ cm) los valores de l suelen ser habitualmente altos.

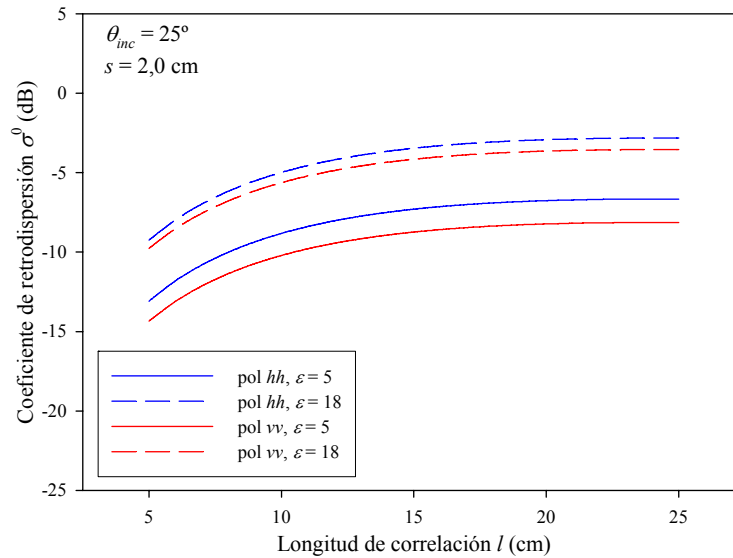


Figura 2.1.12. Análisis de la influencia del parámetro de rugosidad longitud de correlación l en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones secas ($\varepsilon = 5$) y húmedas ($\varepsilon = 18$) considerando un valor de s de 2,0 cm

2.1.2.3. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a las características dieléctricas del suelo

Por último, se analiza la sensibilidad que el coeficiente de retrodispersión de σ^0 tiene a las características dieléctricas del suelo, representadas mediante la constante dieléctrica del mismo ε , que está directamente relacionada con su contenido de humedad.

Al igual que en los casos anteriores, este análisis se lleva a cabo mediante simulaciones realizadas con el IEM en las que se varía el valor de la constante dieléctrica ε entre 5 y 25 (en términos de humedad del suelo de $0,09 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ a $0,45 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ aproximadamente) y se observa la tendencia de σ^0 en respuesta a esta variación. La configuración del sensor es idéntica al caso anterior (banda C, polarizaciones hh y vv y ángulo de incidencia de 25°) y se consideran cuatro condiciones de rugosidad diferentes: (1) $s = 1 \text{ cm}$ y $l = 5 \text{ cm}$; (2) $s = 1 \text{ cm}$ y $l = 10 \text{ cm}$; (3) $s = 2 \text{ cm}$ y $l = 5 \text{ cm}$ y (4) $s = 2 \text{ cm}$ y $l = 10 \text{ cm}$.

En la figura 2.1.13 se muestran los resultados del análisis realizado para las dos primeras condiciones de rugosidad. Se puede observar que, en estas condiciones, la variación de la longitud de correlación no produce diferencias significativas en σ^0 y las diferencias entre la polarización hh y la vv son también muy pequeñas. La variación en σ^0 observada es cercana a 5 dB.

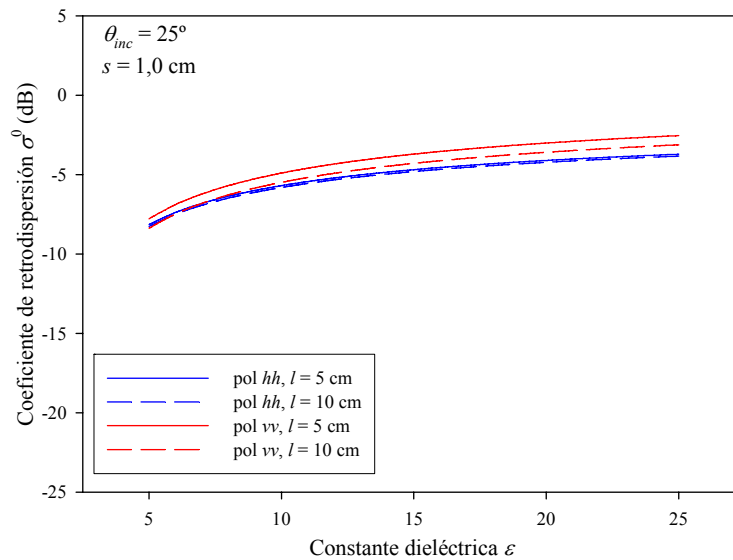


Figura 2.1.13. Análisis de la influencia de la constante dieléctrica ε en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones de rugosidad de $s = 1,0 \text{ cm}$ y $l = 5 \text{ cm}$ en línea continua y $l = 10 \text{ cm}$ en trazos

Los resultados obtenidos en las condiciones de rugosidad (3) y (4) muestran un rango de variación de σ^0 entre el valor mínimo y máximo de ε similar al caso anterior (aproximadamente 5 dB). Sin embargo, la respuesta observada para un valor de l de 5 cm (3) y para un valor de 10 cm (4) es sustancialmente diferente (Fig. 2.1.14).

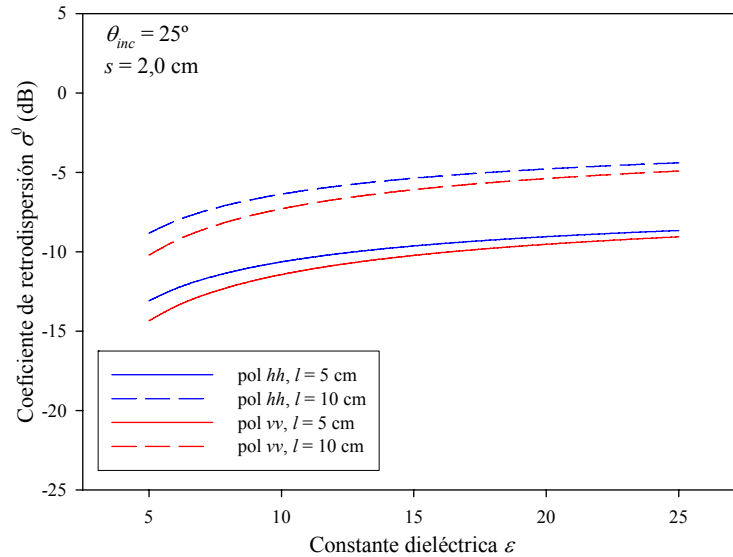


Figura 2.1.14. Análisis de la influencia de la constante dieléctrica ϵ en el coeficiente de retrodispersión σ^0 realizado mediante el IEM para una hipotética parcela observada bajo un ángulo de incidencia de 25° tanto en la polarización hh como en la vv bajo condiciones de rugosidad de $s = 2,0$ cm y $l = 5$ cm en línea continua y $l = 10$ cm en trazos

La variación de σ^0 en función de la constante dieléctrica y la humedad del suelo es, aparentemente, similar bajo diferentes condiciones de rugosidad y se corresponde aproximadamente con un incremento de 5 dB entre condiciones secas y húmedas.

2.1.2.4. Sumario

Las principales conclusiones que se pueden extraer de este análisis de sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a las diferentes características del terreno son las siguientes:

El ángulo de incidencia influye de forma importante en el coeficiente de retrodispersión de una determinada parcela o área. Es por tanto necesario tener en cuenta la topografía a la hora de calcular el ángulo de incidencia local en zonas en las que existe cierto relieve. La variación de σ^0 con el ángulo de incidencia es más acusada en el caso de superficies poco rugosas.

Los parámetros de rugosidad también influyen de forma importante en σ^0 , especialmente el parámetro s , desviación estándar de las alturas de la superficie, pero también el parámetro l , longitud de correlación, en condiciones de s alta.

Según se incrementa la constante dieléctrica ϵ , y por lo tanto la humedad del suelo, el valor observado de σ^0 se incrementa también siendo la sensibilidad de σ^0 a los cambios de ϵ menor cuanto mayor es ésta. Esto puede causar que un mismo error en la observación de σ^0 de lugar a un error pequeño en la estimación de ϵ en condiciones secas, pero que este error sea inaceptable en condiciones húmedas.

Por último, hay que destacar que el incremento en σ^0 entre condiciones de suelo seco y muy húmedo es de aproximadamente 5 dB en las condiciones estudiadas mientras que el incremento debido a las diferentes condiciones de rugosidad puede ser

significativamente mayor. Por lo tanto, el conocimiento de los parámetros de rugosidad y de la topografía del terreno en detalle son aspectos clave para poder relacionar las observaciones de σ^0 con el contenido de humedad del suelo.

2.1.3. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE TELEDETECCIÓN RADAR

2.1.3.1. Modelos de regresión lineal

A finales de la década de 1970 y comienzos de 1980 se realizaron los primeros estudios que analizaron las posibilidades que ofrecían los sensores radar para el estudio de las superficies naturales. La institución pionera en este campo fue la Universidad de Kansas (EE.UU.), en la que se realizaron diversos experimentos basados en observaciones de parcelas experimentales con dispersómetros microondas montados sobre camiones o torres. Estos experimentos iniciales pusieron de manifiesto la existencia de una relación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por los sensores y el contenido de humedad volumétrico de la capa superficial del suelo SM . En Ulaby *et al.* (1978, 1979) y Bradley y Ulaby (1981) se muestran los resultados de estos estudios, que evidencian la existencia de una relación lineal entre σ^0 (en dB) y SM del tipo:

$$\sigma^0 = a \cdot SM + b \quad (2.1.23)$$

Sin embargo, también mencionaron que la configuración del sensor (frecuencia, polarización y ángulo de incidencia) y las condiciones de la superficie (rugosidad, características físicas de suelo...) influían en los coeficientes a y b , haciendo que la obtención de una expresión generalizable de este tipo fuera difícil.

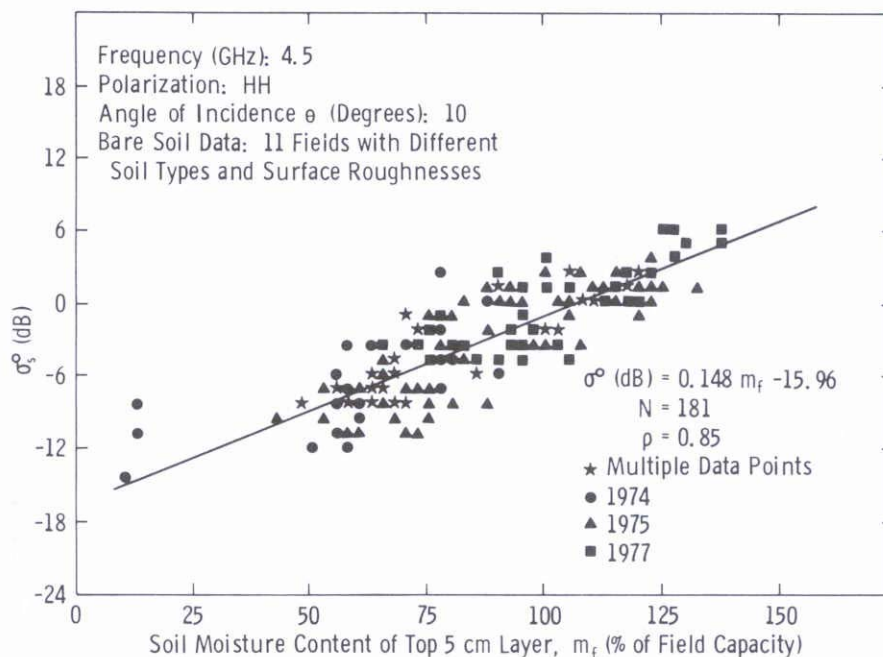


Figura 2.1.15. Regresión lineal entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 y la humedad en porcentaje de la capacidad de campo (Fuente: Ulaby *et al.*, 1978)

Ulaby *et al.* (1978) comentaron que para evitar la influencia de las características físicas del suelo, la humedad podía expresarse en unidades de porcentaje de la capacidad de campo. La capacidad de campo depende principalmente de la textura del suelo, lo que permite *normalizar* o estandarizar las relaciones lineales para suelos de diferente tipo (Fig. 2.1.15).

Dobson y Ulaby (1986) confirmaron la existencia de una relación lineal entre σ^0 y SM en condiciones de suelo desnudo, y observaron que, para una misma configuración del sensor, la pendiente a de la regresión dependía de la textura del suelo mientras que la ordenada en el origen b variaba principalmente en función de la rugosidad de la superficie.

Debido a su simplicidad, los modelos de regresión lineal han sido muy usados tanto en observaciones adquiridas por sensores aerotransportados (Bradley y Ulaby, 1981; Bernard *et al.*, 1982 y 1986; Prevot *et al.*, 1984; Jackson y O'Neill, 1985; Soares *et al.*, 1987) como posteriormente por sensores en plataformas espaciales (Lin *et al.*, 1994; Cognard *et al.*, 1995; Rombach y Mauser, 1997; Quesney *et al.*, 2000; Le Hegarat-Masclé *et al.*, 2002; Álvarez-Mozos, *et al.*, 2005a). Los resultados obtenidos en estos estudios han sido a menudo satisfactorios, incluso en condiciones de suelos con vegetación moderada (Lin *et al.*, 1994; Cognard *et al.*, 1995).

Sin embargo, un análisis de los valores de la pendiente y ordenada en el origen de las ecuaciones obtenidas en los diferentes estudios demuestra una gran variabilidad (Verhoest, 2000), que responde a la influencia de las condiciones del terreno en las ecuaciones con lo que la validez de estos modelos queda reducida a las condiciones para las que fueron ajustados (Moran *et al.*, 2004).

2.1.3.2. Técnicas de detección de cambios

La aplicación de técnicas de detección de cambios entre imágenes radar multitemporales constituye una alternativa a los métodos anteriores. El principio en el que se basan estas técnicas es que la variabilidad temporal de la humedad del suelo es mucho mayor que la de otras características de la superficie que influyen en la dispersión como la rugosidad o la vegetación que varían más lentamente. Este hecho, permite relacionar las variaciones observadas en las imágenes radar con variaciones en la humedad superficial del suelo (Dobson y Ulaby, 1986; Engman, 1991).

La rugosidad, si bien varía gradualmente en función de la precipitación, se puede considerar constante en periodos en los que no se efectúen labores de preparación del suelo. En periodos de varios días, las eventuales variaciones en la humedad del suelo serán más evidentes que las variaciones en rugosidad o vegetación.

La aplicación de las técnicas de detección de cambios a imágenes radar no está exenta de dificultades. La gran sensibilidad de estas imágenes a la geometría de la exposición hace necesario que las diferencias en ángulos de incidencia o en la posición del sensor deban ser mínimas para que los cambios observados en la imagen puedan ser correctamente relacionados con cambios en los parámetros del terreno y no debidos a una diferente geometría de adquisición (Villasenor *et al.*, 1993). Además, la existencia de moteado en las imágenes y su carácter aleatorio, puede inducir a errores en técnicas basadas en la diferencia, siendo recomendable emplear imágenes con un número alto de *looks* (Rignot y Van Zyl, 1993).

Blyth (1997) destaca los beneficios de las técnicas de detección de cambios, especialmente en condiciones de humedad del suelo reducida y suelo desnudo o, si

existe vegetación, en condiciones de contenido de humedad de la vegetación (M_v) reducido. De forma opuesta, Enthekebi *et al.* (2004) proponen el uso de estas técnicas en condiciones de vegetación desarrollada ($M_v < 0,05 \text{ kg m}^{-2}$) en las que no se conozcan bien los parámetros y características de la cubierta vegetal, argumentando que la aplicación de modelos electromagnéticos se complica en estos casos por el alto número de parámetros necesarios.

A pesar de que la substracción de imágenes haya sido empleada frecuentemente como técnica de detección de cambios de humedad, y a menudo con resultados aceptables, varios autores (Rignot y Van Zyl, 1993; Lu y Meyer, 2002) destacan que es preferible emplear el ratio entre imágenes como técnica de diferenciación ya que se adapta mejor a la distribución estadística de las imágenes radar. Además, el ratio es un método más robusto que la substracción ante errores de calibración de los sensores de tipo multiplicativo (como el patrón de antena) (Rignot y Van Zyl, 1993).

La base física del método de diferencia por ratio es sólida (Lu y Meyer, 2002). Los modelos electromagnéticos representan σ^0 para una determinada frecuencia y polarización, en función de las características dieléctricas y geométricas de la superficie y del ángulo de incidencia (θ_{inc}). En condiciones de suelo desnudo, las características dieléctricas de la superficie se representan mediante su constante dieléctrica (ϵ) y las geométricas mediante los parámetros de rugosidad superficial, la desviación estándar de las alturas (s) y la longitud de correlación (l).

$$\sigma^0 = f(\epsilon, \theta_{inc}) g(\theta_{inc}, s, l) \quad (2.1.24)$$

Por ejemplo, siguiendo la formulación del modelo *Gometrical Optics* que se desarrolla más adelante (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\sigma^0 = \Gamma(0) h(\theta_{inc}) g(\theta_{inc}, s, l) \quad (2.1.25)$$

donde, $h(\theta_{inc})$ es función del ángulo de incidencia, $\Gamma(0)$ es la reflectividad de Fresnel evaluada en el nadir (Dobson y Ulaby, 1986):

$$\Gamma(0) = \left| \frac{\sqrt{\epsilon} - 1}{\sqrt{\epsilon} + 1} \right|^2 \quad (2.1.26)$$

Se puede asumir que $\Gamma(0)$ depende linealmente de la humedad del suelo (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\Gamma(0) = 0,0579 + 1,0263 \cdot SM \quad (2.1.27)$$

El cambio en σ^0 entre dos imágenes (1 y 2) tomadas en fechas próximas ($s_1 = s_2$, $l_1 = l_2$) y con una geometría de adquisición idéntica ($\theta_{inc1} = \theta_{inc2}$) puede evaluarse mediante su ratio (σ_1^0 / σ_2^0) que se relaciona directamente con la variación en el contenido de humedad del suelo:

$$\sigma_1^0 / \sigma_2^0 = \Gamma(0)_1 / \Gamma(0)_2 \quad (2.1.28)$$

De forma similar, Ramnath *et al.* (2003) proponen la aplicación del ratio entre escenas multitemporales empleando un modelo simplificado del siguiente tipo:

$$\sigma^0 = a(\theta_{inc}, s, l) \Gamma(\theta_{inc})^{b(\theta_{inc})} \quad (2.1.29)$$

donde, $a(\theta_{inc}, s, l)$ es función del ángulo de incidencia y de la rugosidad superficial, $b(\theta_{inc})$ es función del ángulo de incidencia y $\Gamma(\theta_{inc})$ es la reflectividad de Fresnel, definida como el cuadrado del coeficiente de reflexión de Fresnel. $\Gamma(\theta_{inc})$ depende de la constante dieléctrica del suelo y del ángulo de incidencia y se formula de forma diferenciada para polarización h y v :

$$\Gamma_h(\theta_{inc}) = \left| \frac{\cos \theta_{inc} - \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_{inc}}}{\cos \theta_{inc} + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_{inc}}} \right|^2 \quad (2.1.30)$$

$$\Gamma_v(\theta_{inc}) = \left| \frac{\epsilon \cos \theta_{inc} - \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_{inc}}}{\epsilon \cos \theta_{inc} + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_{inc}}} \right|^2 \quad (2.1.31)$$

Aplicando la técnica del ratio entre dos imágenes adquiridas con la misma geometría y en fechas próximas:

$$\sigma_1^0 / \sigma_2^0 = \left(\frac{\Gamma(\theta_{inc})_1}{\Gamma(\theta_{inc})_2} \right)^{b(\theta_{inc})} \quad (2.1.32)$$

En este caso sería necesario conocer $b(\theta_{inc})$ que depende únicamente del ángulo de incidencia.

Por otro lado, varios autores han destacado la relación entre la escala espacial a la que se trabaje y la influencia de la variabilidad temporal de la rugosidad superficial. Quesney *et al.* (2000) consideran que la influencia de la rugosidad superficial en la retrodispersión puede considerarse constante durante todo el año si se trabaja en la estimación de la humedad del suelo a escala de parcela con imágenes ERS-2 AMI. En este trabajo relacionan σ^0 con la humedad del suelo mediante regresiones lineales y proponen un índice de humedad de forma similar al método de detección de cambios mediante substracción. A escalas regionales, Wagner y Scipal (2000), basándose en imágenes adquiridas por ERS-2 Scatterometer, relacionan las variaciones observadas en σ^0 con las variaciones de humedad del suelo mediante el método de substracción, considerando también que la influencia de la rugosidad se mantiene constante.

Además de estas técnicas clásicas de detección de cambios, hay otras más específicas de la teledetección radar como el estudio de la decorrelación de la fase entre pares de imágenes interferométricas (Lu y Meyer, 2002) y la decorrelación del moteado (Rignot y Van Zyl, 1993). Ambas técnicas son similares, y se basan en estudiar la correlación de la información de la fase entre las dos imágenes estudiadas. Una correlación baja entre las dos imágenes indica la existencia de cambios. Estas técnicas requieren en principio el conocimiento de la información de fase que no se suele incorporar en las imágenes RADAR de uso más común (por ejemplo ERS PRI o RADARSAT SGF) aunque sí en las imágenes denominadas *Single Look Complex* (SLC) (con dos canales, uno de amplitud y otro de fase) cuyo tratamiento es más laborioso.

La decorrelación del moteado se basa en el estudio de la correlación existente entre la amplitud compleja (amplitud y fase) de las dos imágenes que se estudian. En imágenes que no proporcionan la información de fase, se puede estimar la correlación de la amplitud (ρ_a) a través de la correlación de la intensidad mediante una relación cuadrática. En estos casos, la correlación de la intensidad (ρ_I) se calcula como (Rignot y Van Zyl, 1993):

$$\rho_I = \frac{\langle I_1 I_2 \rangle - \langle I_1 \rangle \langle I_2 \rangle}{\sqrt{\langle I_1^2 - \langle I_1 \rangle^2 \rangle} \cdot \sqrt{\langle I_2^2 - \langle I_2 \rangle^2 \rangle}} \quad ; \quad \rho_a = \sqrt{\rho_I} \quad (2.1.33)$$

donde, $\langle I_i \rangle$ es la intensidad media de la imagen i .

Una vez calculada ρ_a , se puede asumir que no ha habido cambios en las imágenes si $\rho_a \geq 0,8$ (Rignot y Van Zyl, 1993). En general, valores de ρ_a bajos se relacionan con cambios en la posición geométrica de los elementos dispersores, lo que puede ser útil para detectar cambios en rugosidad o en cubiertas vegetales. Ofrece una información complementaria a otras técnicas, como el ratio, que puede ayudar a interpretar las causas de las diferencias entre imágenes. Si entre dos imágenes el valor de ρ_a es alto pero el ratio indica que existen cambios, éstos se deberán a variaciones de la humedad del suelo, con lo que se puede valorar la magnitud de este cambio

Las técnicas de detección de cambios aquí presentadas han sido empleadas por diferentes investigadores con resultados satisfactorios en algunos casos. Sin embargo, estas técnicas presentan limitaciones que hacen que su empleo no sea recomendado. En primer lugar, mediante las técnicas de detección de cambios es posible obtener estimaciones sobre la dinámica de la humedad del suelo en un área o sus variaciones entre dos fechas, pero no es posible realizar estimaciones cuantitativas del contenido de humedad de un suelo. Por otro lado, la sensibilidad de las técnicas mencionadas a las diferencias en la geometría de las imágenes hace que sea necesario emplear imágenes adquiridas en la misma posición orbital del sensor y con el mismo ángulo de incidencia. Esto implica que solamente se puedan emplear imágenes adquiridas en la misma pasada, haciendo que la cobertura temporal de imágenes quede reducida al paso nominal de los satélites que suele ser de alrededor de 30 días. Este tiempo es excesivo para aplicaciones de tipo hidrológico que además hace que la hipótesis de igualdad del resto de condiciones en la que se basan estas técnicas pierda validez.

2.1.3.3. Modelos teóricos de retrodispersión

La estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar, se puede abordar mediante el uso de modelos de retrodispersión. Los modelos de retrodispersión son herramientas que simulan el coeficiente de retrodispersión σ^0 de una determinada superficie a partir de sus características y de diversos parámetros de la observación. Los fundamentos en los que se basan son de diferente tipo y, al igual que en otros ámbitos en los que se recurre a herramientas de simulación, existen modelos de tipo teórico, empírico y semi-empíricos.

La utilidad de los modelos de retrodispersión como herramienta de descripción e interpretación de las observaciones radar es incuestionable. Además de esto, también pueden ser empleados como herramientas para la estimación de diferentes variables del terreno mediante el proceso conocido como inversión. La inversión de un modelo consiste en, partiendo de una observación radar (o más), despejar la variable de interés y, en consecuencia, estimarla a partir de las observaciones. Generalmente, el proceso de inversión suele requerir del empleo de métodos numéricos, dado que la matemática de los modelos puede ser compleja. Por otro lado, siendo σ^0 dependiente de diversas variables del terreno, suele ser necesario estimar el resto de variables que intervienen en el modelo.

En esta sección se describen los principales modelos de retrodispersión propuestos hasta el día de hoy y se presentan sus potencialidades e inconvenientes. En primer lugar, se revisan los modelos teóricos, o de base física, para dar paso a los modelos empíricos y, por último, a los modelos semi-empíricos.

A. MODELOS TEÓRICOS CLÁSICOS DE RETRODISPERSIÓN

Los modelos teóricos de retrodispersión son, como su propio nombre indica, modelos que, para su definición, aplican directamente la teoría de la dispersión de ondas electromagnéticas por una superficie dieléctrica aleatoriamente rugosa. Cada uno de ellos asume una serie de simplificaciones, lo que les confiere distintos rangos de validez o aplicabilidad. A continuación se describen brevemente los fundamentos de los tres modelos clásicos más importantes: el modelo *Geometrical Optics* (GOM) y el modelo *Physical Optics* (POM), denominados modelos de Kirchhoff (KM), y el modelo *Small Perturbation* (SPM).

A.1. Modelos de Kirchhoff

Estos modelos consideran que el coeficiente de retrodispersión de una onda co-polarizada es la suma de una componente coherente (especular), importante cuando el ángulo de incidencia es cercano a la normal, y una componente no-coherente (dispersada) que se produce en todo el rango de ángulos de incidencia (Ulaby *et al.*, 1986).

Los modelos de Kirchhoff se basan en la denominada “aproximación del plano tangente”, según la cual los campos eléctrico y magnético de una onda que se dispersa en un determinado punto de la superficie se pueden aproximar a los campos resultantes de la dispersión en una superficie plana tangente en ese punto. Por lo tanto, estos modelos aproximan la superficie a una serie de facetas planas, cada una de ellas tangente a la superficie real.

Sin embargo, para poder resolver analíticamente las expresiones de los campos retrodispersados es necesario realizar una serie de simplificaciones adicionales. Se consideran dos tipos de simplificaciones que dan lugar a dos modelos diferentes: uno aplicable a condiciones de rugosidad fuerte (GOM), y otro aplicable a superficies poco rugosas (POM).

A.1.1. Modelo *Geometrical Optics* (GOM)

Este modelo se basa en la aproximación de fase estacionaria, que establece que la intensidad retrodispersada es proporcional a la probabilidad de ocurrencia de facetas que reflejen especularmente la radiación incidente en la dirección de la observación. Las condiciones de validez para el modelo GOM son las siguientes:

$$(2ks \cos \theta)^2 > 10$$

$$l^2 > 2,76s\lambda$$

donde, k es el número de onda en el vacío ($k = 2\pi/\lambda$), λ es la longitud de onda en el vacío (cm), s es la desviación estándar de las alturas de la superficie (cm), l es la longitud de correlación de la superficie (cm) y θ es el ángulo de incidencia.

En estas condiciones la componente coherente de la retrodispersión es significativamente menor que la componente no-coherente, por lo que asumiendo que la componente coherente es despreciable se obtiene la siguiente formulación del modelo (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\sigma_{pp}^0 = \frac{\Gamma_0 \exp\left(-\tan^2 \frac{\theta}{2\gamma^2}\right)}{2\gamma^2 \cos^4 \theta} \quad (2.1.34)$$

donde, σ_{pp}^0 es el coeficiente de retrodispersión de una onda copolarizada (pp puede ser tanto hh como vv), γ es la pendiente de la rugosidad (en el caso de superficies con ACF de tipo exponencial $\gamma = s/l$) y Γ_0 es la reflectividad de Fresnel en el nadir.

$$\Gamma_0 = \left| \frac{1 - \sqrt{\epsilon}}{1 + \sqrt{\epsilon}} \right|^2 \quad (2.1.35)$$

A.1.2. Modelo *Physical Optics* (POM)

En condiciones de rugosidad baja, las simplificaciones establecidas en el modelo POM no son asumibles, dado que en estas superficies tanto la componente coherente como la no-coherente de la retrodispersión son importantes. Sin embargo, en condiciones en las que la pendiente de rugosidad es menor que 0,25 la formulación vectorial del modelo de Kirchhoff puede reducirse a una formulación escalar, simplificando significativamente su resolución. Esta solución se denomina la aproximación escalar y su rango de validez es el siguiente:

$$\gamma < 0,25$$

$$kl > 6$$

Bajo estas condiciones la solución de la aproximación escalar es la siguiente (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\sigma_{pp}^0 = 2k^2 (\cos \theta)^2 \Gamma_p \exp \left[- (2k^2 \cos \theta)^2 \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{(4k^2 s^2 (\cos \theta)^2)^n}{n!} \right] \int_0^{\infty} \rho^n(\xi) J_0(2k\xi \sin \theta) \xi d\xi \right] \quad (2.1.36)$$

donde, Γ_p es la reflectividad de Fresnel para la polarización p , $\rho(\xi)$ es la función de correlación de la superficie y $J_0()$ es la función de Bessel de orden cero. Tomando un valor de $n = 10$ el error en que se incurre es menor que 0,1 dB (Ulaby *et al.*, 1986).

A.2. Modelo *Small Perturbation* (SPM):

Cuando una superficie presenta una baja rugosidad los modelos de Kirchhoff no son aplicables. En estas condiciones se puede aplicar el modelo SPM.

El SPM se basa en el modelo de resonancia de Bragg, según el cual la superficie se divide en sus diferentes componentes espectrales y se considera que el coeficiente de retrodispersión responde fundamentalmente al componente espectral que produce resonancia con la onda incidente.

El rango de validez del modelo SPM es el siguiente:

$$\gamma < 0,3$$

$$ks < 0,3$$

$$kl < 3,0$$

Según este modelo el coeficiente de retrodispersión de una onda con polarización pp es:

$$\sigma_{pp}^0 = 8 |\alpha_{pp}|^2 k^4 s^2 (\cos \theta)^4 W(2k \sin \theta) \quad (2.1.37)$$

donde,

$$\alpha_{hh} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}} \quad (2.1.38)$$

$$\alpha_{vv} = (\varepsilon - 1) \frac{(\sin \theta)^2 - \varepsilon [1 + (\sin \theta)^2]}{\left(\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2} \right)^2} \quad (2.1.39)$$

y W es el espectro normalizado de rugosidad, que se obtiene como la transformada de Bessel de la función de correlación de la superficie $\rho(\xi)$.

El empleo de uno u otro modelo requiere conocer exactamente las condiciones de rugosidad de la zona de estudio, algo que no siempre es posible. Además, el rango de validez de todos ellos es reducido (Fig. 2.1.16), lo que hace que su aplicación a las superficies naturales no sea siempre posible. Resulta por tanto de gran interés contar con un modelo que supere este problema y cuyo rango de aplicación cubra las condiciones

de rugosidad observadas en superficies naturales. El *Integral Equation Model* (IEM) se desarrolló con este objetivo. A continuación se detallan sus principios.

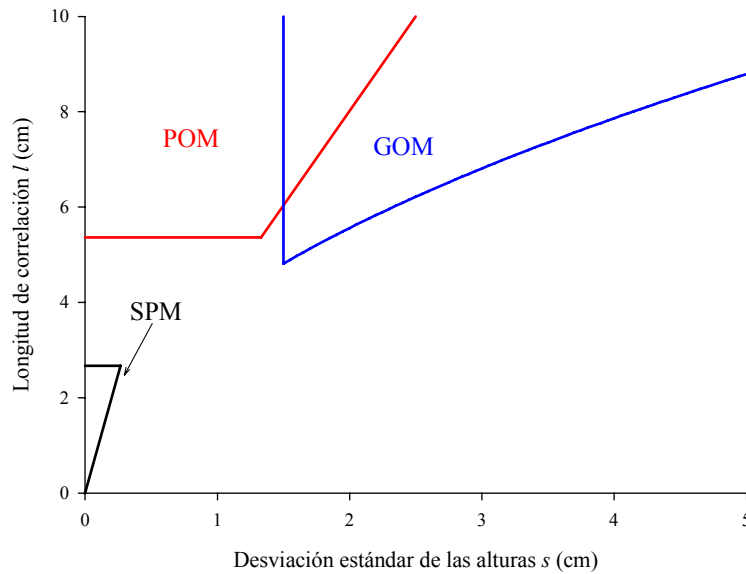


Figura 2.1.16. Rango de validez de los diferentes modelos teóricos clásicos de retrodispersión para observaciones en la banda C ($\lambda = 5,6$ cm) y con $\theta = 20^\circ$

B. INTEGRAL EQUATION MODEL (IEM)

El IEM fue propuesto por Fung *et al.* (1992). Integra los modelos clásicos KM y SPM con lo que es aplicable a un rango más amplio de condiciones de rugosidad. En su versión completa, el IEM describe la retrodispersión de una superficie de rugosidad aleatoria sin ninguna limitación en cuanto a rangos de rugosidad o frecuencia. Además, el modelo considera tanto la dispersión simple como la múltiple. Sin embargo, debido a su complejidad, no es operativo emplear la versión completa del modelo, de modo que, generalmente, se emplean soluciones aproximadas.

Entre las aproximaciones más empleadas se encuentra la solución de primer orden que únicamente considera la dispersión simple y es por lo tanto válida para superficies de rugosidad moderada o baja (Fung, 1994; Altese *et al.*, 1996). Además, esta simplificación del modelo tiene en cuenta únicamente la parte real de la constante dieléctrica y asume que la función de autocorrelación de la superficie del suelo es isotrópica y que se puede representar adecuadamente por funciones exponenciales o gaussianas. Como la mayor parte de las superficies naturales muestran valores pequeños o moderados de s , se considera que el término de dispersión simple domina sobre el de dispersión múltiple en la mayoría de los casos (Fung *et al.*, 1992). Las condiciones en las que la dispersión múltiple puede tener relevancia corresponden a valores de $ks > 1$ y valores de $\gamma > 0.5$ (Hsieh *et al.*, 1997).

El rango de validez de esta versión simplificada es el siguiente:

$$ks < 3$$

$$\gamma < 0,4$$

En esta versión se calcula el coeficiente de retrodispersión de una onda con polarización pp (polarización directa, tanto hh como vv) mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_{pp}^0 = \frac{k^2}{2} e^{(-2k_z^2 s^2)} \sum_{n=1}^{\infty} s^{2n} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^n(-2k_x, 0)}{n!} \quad (2.1.40)$$

donde, $k_z = k \cos \theta$, $k_x = k \sin \theta$ y $W^{(n)}$ es el espectro de rugosidad de la superficie, relacionado con la n -ésima potencia de la función de autocorrelación de la superficie $\rho(\xi, \zeta)$ por medio de una transformada de Fourier:

$$W^{(n)}(u, v) = \frac{1}{2\pi} \iint \rho^n(\xi, \zeta) e^{-i(u\xi + v\zeta)} d\xi d\zeta \quad (2.1.41)$$

La obtención del espectro de rugosidad de la superficie $W^{(n)}$ se puede simplificar al caso isotrópico en el que la función de autocorrelación de la superficie depende de un único parámetro $\rho(\xi)$ (Fung, 1994). En este caso $W^{(n)}$ se puede calcular mediante las siguientes expresiones para superficies que se ajusten a funciones exponenciales y gaussianas respectivamente:

$$W_{\text{exp}}^{(n)}(K) = \frac{l^2}{n^2} \left[1 + \left(\frac{Kl}{n} \right)^2 \right]^{-1.5} \quad (2.1.42)$$

$$W_{\text{gauss}}^{(n)}(K) = \frac{l^2}{2n} \exp \left[-\frac{(Kl)^2}{4n} \right] \quad (2.1.43)$$

El término I_{pp}^n viene dado por:

$$I_{pp}^n = (2k_z)^n f_{pp} e^{(-s^2 k_z^2)} + \frac{k_z^n [F_{pp}(-k_x, 0) + F_{pp}(k_x, 0)]}{2} \quad (2.1.44)$$

donde, f_{pp} son los coeficientes de campo de Kirchhoff y F_{pp} los coeficientes de campo complementarios:

$$f_{vv} = 2R_v / \cos \theta \quad (2.1.45)$$

$$f_{hh} = -2R_h / \cos \theta \quad (2.1.46)$$

$$F_{vv}(-k_x, 0) + F_{vv}(k_x, 0) = \frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_v)^2}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{1}{\varepsilon} \right) + \frac{\varepsilon - \sin^2 \theta - \varepsilon \cos^2 \theta}{\varepsilon^2 \cos^2 \theta} \right] \quad (2.1.47)$$

$$F_{hh}(-k_x, 0) + F_{hh}(k_x, 0) = -\frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_h)^2}{\cos \theta} \left[\frac{\varepsilon - \sin^2 \theta - \cos^2 \theta}{\cos^2 \theta} \right] \quad (2.1.48)$$

que dependen de los coeficientes de reflexión de Fresnel R_v y R_h ; que, a su vez, están relacionados con la constante dieléctrica del suelo:

$$R_v = \sqrt{\Gamma_v} = \frac{\varepsilon \cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad (2.1.49)$$

$$R_h = \sqrt{\Gamma_h} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad (2.1.50)$$

En condiciones de rugosidad medias o altas y con ángulos de incidencia tendidos se puede producir lo que se denomina el sombreado de zonas de la superficie. Este fenómeno hace que por efecto de la rugosidad del suelo haya zonas a las que no llegue la radiación emitida por el sensor. Fung (1994) propuso la siguiente modificación para corregir este fenómeno en el IEM. Esta corrección consiste en multiplicar el coeficiente de retrodispersión calculado por una función de sombreado del siguiente tipo:

$$f(\theta, \gamma) = \frac{1}{2} \left[\sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\gamma}{\cot \theta} \exp\left(-\frac{(\cot^2 \theta)}{2\gamma^2}\right) - \operatorname{erfc}\left(\frac{\cot \theta}{\gamma\sqrt{2}}\right) \right] \quad (2.1.51)$$

donde, $\operatorname{erfc}()$ es el complementario de la función de error $\operatorname{erf}()$ calculado como:

$$\operatorname{erfc}(z) = 1 - \operatorname{erf}(z) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z \exp(-t^2) dt \quad (2.1.52)$$

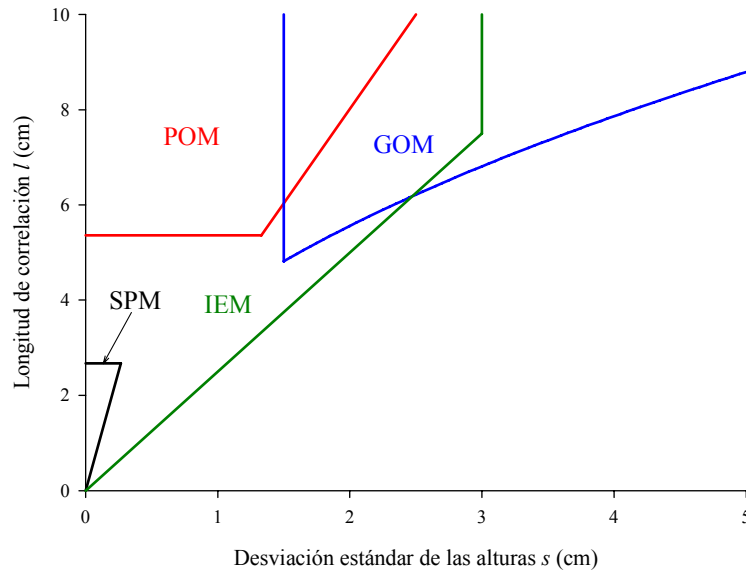


Figura 2.1.17. Rango de validez de los diferentes modelos teóricos de retrodispersión para observaciones en la banda C ($\lambda = 5,6$ cm) y con $\theta = 20^\circ$ incluyendo el modelo IEM

El rango de validez de esta aproximación del modelo cubre la mayor parte de las condiciones de rugosidad habituales en superficies naturales (Fig. 2.1.17). El modelo no es aplicable en superficies con valores de s más altos que los valores de l lo cual es extremadamente anormal. Por otro lado, en observaciones en la banda C el modelo no es aplicable en superficies cuya s sea superior a aproximadamente 2,67 cm. Excepcionalmente, es posible encontrar tales condiciones en particular en superficies agrícolas con labores muy bastas. En estos casos el correcto funcionamiento del modelo IEM no está asegurado y es recomendable emplear el modelo GOM.

Recientemente se han propuesto modificaciones o mejoras adicionales a la formulación del IEM original. Hsieh *et al.* (1997) y Chen *et al.* (2000) incorporaron al coeficiente de retrodispersión un componente resultante de la dispersión múltiple, que puede ser importante en condiciones de rugosidad alta. Además de esto, Wu *et al.* (2001) propusieron un coeficiente de reflexión de transición que refleja mejor la transición entre los coeficientes de reflexión de Fresnel en el nadir y en ángulos de incidencia más tendidos, e incluye la influencia de la rugosidad y la frecuencia en los coeficientes de reflexión. El cálculo de los coeficientes de reflexión de transición vertical R_{vt} y horizontal R_{ht} se realiza del siguiente modo:

$$R_{vt} = R_v + [R_0 - R_v] \left(1 - \frac{S_t}{S_{t0}} \right) \quad (2.1.53)$$

$$R_{ht} = R_h + [R_0 - R_h] \left(1 - \frac{S_t}{S_{t0}} \right) \quad (2.1.54)$$

donde, R_v y R_h son los coeficientes de reflexión de Fresnel clásicos (Ec. 2.1.49 y 2.1.50), R_0 es el coeficiente de reflexión de Fresnel en el Nadir, S_t es la función de transición y S_{t0} es el límite de la S_t para $ks \rightarrow 0$:

$$S_t = \frac{|F_t|^2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(ks \cos \theta)^{2n}}{n!} W^{(n)}(2k \sin \theta)}{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(ks \cos \theta)^{2n}}{n!} \left| F_t + \left[\frac{2^{n+2} R_0}{\exp(ks \cos \theta)^2} \right] \cos \theta \right|^2 W^{(n)}(2k \sin \theta)} \quad (2.1.55)$$

donde,

$$F_t = 8R_0^2 \sin^2 \theta \frac{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad (2.1.56)$$

y

$$S_{t0} = \left| 1 + \frac{8R_0}{F_t \cos \theta} \right|^{-2} \quad (2.1.57)$$

Fung y Chen (2004) observaron un mejor comportamiento del modelo, aplicado tanto en condiciones reales como de laboratorio, al incorporar los coeficientes de reflexión de transición al IEM.

El modelo IEM ha sido invertido para el estudio de la humedad del suelo mediante teledetección radar en frecuentes ocasiones. Si bien su base teórica y la solidez de los principios en que se basa hacen de él una herramienta valiosa, su aplicación en condiciones naturales no ha resultado todo lo exitosa que cabía esperar. Uno de los primeros trabajos en los que se invirtió el modelo IEM para estimar la humedad del suelo sobre superficies naturales, en concreto agrícolas, fue el publicado por Altese *et al.* (1996). En este trabajo, se desarrolló un procedimiento de estimación de la humedad a partir de imágenes adquiridas por el sensor ERS 1 (banda C 5,3 GHz, polarización vv y ángulo de incidencia de 23°) empleando el IEM. Además de esto, se analizó la

sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a los diferentes parámetros de la superficie en la configuración de este sensor. Los resultados de este estudio destacan la gran sensibilidad de σ^0 a los parámetros de rugosidad (especialmente el parámetro s) y la dificultad de estimar la humedad con un grado de error aceptable especialmente en condiciones de poca rugosidad y humedad alta. En condiciones de $s < 1$ cm un error en la estimación de este parámetro de 0,01 cm implica un error en la estimación de la humedad de aproximadamente un 8%. Altese *et al.* (1996) concluyen que la estimación de la humedad mediante observaciones radar de configuración simple (adquiridas en una única polarización y frecuencia) es extremadamente difícil en superficies poco rugosas, reduciéndose la sensibilidad al parámetro s conforme aumenta su valor. Estos autores recomiendan emplear imágenes adquiridas con ángulos de incidencia cercanos a 20° y frecuencia inferior a 6 GHz con el objeto de reducir la influencia de la rugosidad.

Rakotoarivony *et al.* (1996) también publicaron un trabajo en el que aplicaron el IEM y compararon sus simulaciones con observaciones adquiridas en las bandas C y X por el sensor ERASME montado sobre un helicóptero. En dicho trabajo, Rakotoarivony *et al.* (1996) señalan al IEM como un modelo interesante para el estudio de las superficies agrícolas en la banda C , no así en la banda X dado que en la misma las condiciones de rugosidad típicas de las zonas agrícolas exceden el rango de aplicabilidad del modelo. Aplican el modelo a parcelas sembradas, de poca rugosidad, y a parcelas labradas muy rugosas. En el primer caso el IEM reproduce de forma adecuada la caída de σ^0 con el ángulo de incidencia pero sobreestima σ^0 . Los autores argumentan que dicha sobreestimación es debida a la incorrecta estimación de la constante dieléctrica a partir de la humedad del suelo, estimación que llevan a cabo aplicando el método de Hallikainen *et al.* (1985). En el caso de las superficies labradas los resultados no son adecuados, y los autores argumentan que esto es debido a la gran heterogeneidad, en rugosidad y humedad del suelo, que presentan estas superficies.

Además de esto, Rakotoarivony *et al.* (1996) destacan la gran variabilidad de los parámetros de rugosidad en cada parcela, especialmente en el caso de la longitud de correlación y en superficies rugosas. Y relacionan esta variabilidad con la variabilidad observada en los valores de medios σ^0 para cada parcela. Los autores ponen de manifiesto la necesidad de un parámetro de rugosidad que haga referencia a la variabilidad espacial de la misma.

Su *et al.* (1997) aplicaron el procedimiento de estimación de la humedad del suelo basado en el IEM propuesto por Altese *et al.* (1996) a imágenes adquiridas por el sensor aerotransportado EMAC/ESAR. Este sensor es capaz de adquirir imágenes en cuatro frecuencias (bandas X , C , L y P) y polarización hh y vv . En el estudio realizado por Su *et al.* (1997) se emplearon observaciones en la banda C , con polarización hh y en la banda L , polarización vv . Los resultados de este trabajo destacan, de forma similar al estudio de Altese *et al.* (1996), la dificultad de estimar la humedad con una fiabilidad adecuada a partir de imágenes de configuración simple debido al grado de detalle requerido en las mediciones de rugosidad. De este modo, concluyen que es necesario realizar observaciones en varias frecuencias y/o polarizaciones para poder estimar la humedad y proponen un método en el que, empleando el modelo IEM, obtienen unos parámetros calibrados de rugosidad a partir de las observaciones de EMAC/ESAR en la banda L que después emplean para estimar la humedad con las observaciones en la banda C . Las estimaciones así realizadas muestran una fiabilidad aceptable y los autores sugieren que se podría emplear un método similar utilizando observaciones

multitemporales de satélites de configuración simple (como ERS o RADARSAT-1) siempre que las condiciones de rugosidad no varíen significativamente.

Shi *et al.* (1997) propusieron un modelo semi-empírico (detallado más adelante) desarrollado mediante técnicas de regresión ajustadas a una serie de simulaciones realizadas con el modelo IEM. Previamente al desarrollo de este modelo, Shi *et al.* (1997) realizaron una validación del modelo IEM comparando observaciones a escala de parcela adquiridas por los sensores AIRSAR y SIR-C con valores de σ^0 calculados a partir de datos de humedad y rugosidad superficial del suelo medidos en campo. Este estudio mostró un adecuado comportamiento del IEM cuya única limitación residía en su relativa complejidad matemática y en la dificultad de invertir el modelo para la estimación de la humedad del suelo.

En 1999 Mancini *et al.* (1999) publicaron los resultados de un estudio de laboratorio llevado a cabo en el *European Microwave Signature Laboratory* (EMSL) del *Joint Research Center* (JRC) en Ispra (Italia). En este trabajo, Mancini *et al.* realizaron una validación del modelo IEM en condiciones totalmente controladas y observaron un buen comportamiento del mismo concluyendo que la estimación de la humedad mediante teledetección radar empleando el IEM permitía realizar mediciones con un grado de fiabilidad comparable al de otros métodos puntuales de medición de humedad.

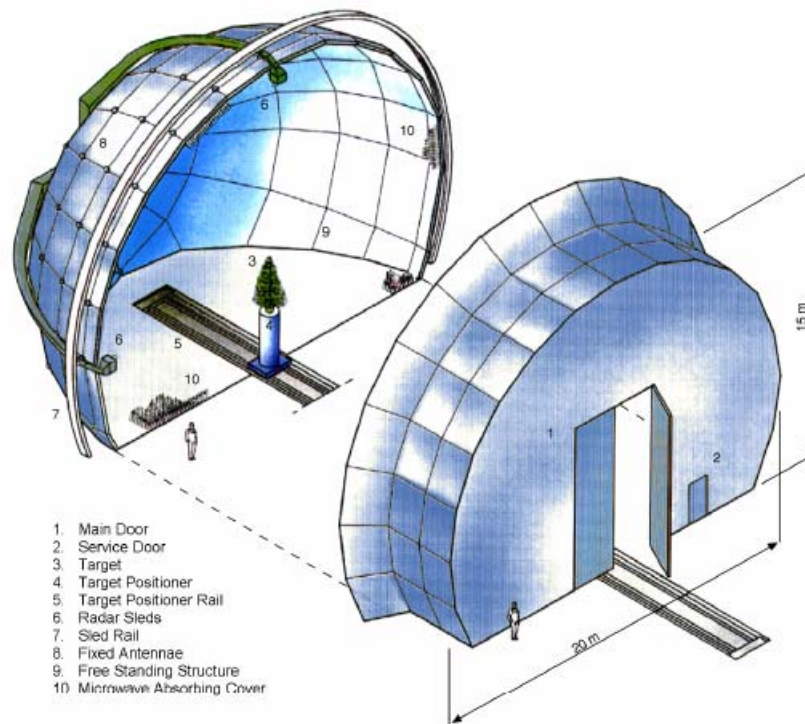


Figura 2.1.18. Cámara anecoica instalada en el EMSL en Ispra (Italia). Permite adquirir mediciones de diferentes muestras en condiciones controladas y con diferentes configuraciones de observación (Fuente: Mancini *et al.*, 1999)

El EMSL es un centro de investigación que proporciona condiciones únicas para el estudio del comportamiento de prácticamente cualquier elemento al ser observado mediante sensores radar. El principal objetivo del trabajo realizado en el EMSL consiste en complementar los experimentos basados en observaciones adquiridas mediante sensores radar aerotransportados o espaciales proporcionando condiciones estables, completamente controladas y repetibles en el tiempo. Para ello, el laboratorio cuenta

con una cámara anecoica de 20 m de diámetro (Fig. 2.1.18) en la que se pueden estudiar todo tipo de muestras y así conocer su comportamiento dispersivo bajo diferentes condiciones de frecuencia, ángulo de incidencia y polarización.

En el experimento realizado por Mancini *et al.* (1999) se realizaron observaciones sobre muestras de suelo contenidas en un cilindro de 2 m de diámetro y 40 cm de profundidad. En dichas muestras se instalaron sensores de humedad (TDR) a 2,5 cm, 5 cm, 10 cm, 15 cm y 25 cm; así como termopares para la medición de la temperatura a 2,5 cm, 5 cm, 10 cm y 20 cm. Las muestras de suelo se observaron bajo condiciones de humedad homogénea en todo el perfil, condiciones de humedecimiento del perfil y evaporación o secado del suelo, simulando las diferentes condiciones de perfil de humedad que se pueden encontrar en la naturaleza. Los suelos estudiados eran suelos artificiales de tipo franco sin ningún tipo de cubierta vegetal. En ellos se crearon dos condiciones diferentes de rugosidad mediante sendos moldes metálicos, dando lugar a una superficie lisa ($s = 0,4$ cm y $l = 6$ cm) y otra rugosa ($s = 2,5$ cm y $l = 6$ cm). Las funciones de autocorrelación de ambas eran de tipo gaussiano.

Para cada condición de rugosidad y tratamiento de humedad se realizaron observaciones polarimétricas bajo tres diferentes ángulos de incidencia (11° , 23° y 35°) y con un rango de frecuencias de entre 1 y 10 GHz. Cada una de estas observaciones se repitió 72 veces rotando la muestra de suelo en su dirección azimutal 5° para evitar que las mediciones reflejasen la influencia de características locales de la rugosidad.

Los resultados obtenidos constituyen una información de gran utilidad para comprender e interpretar las observaciones realizadas en condiciones naturales. En primer lugar, se observó que al representar los valores medidos de σ^0 en función de la frecuencia, en vez de obtener una tendencia suave se observaba un patrón de oscilaciones aleatorias. Los autores, aunque no completamente seguros, argumentaban que dichas oscilaciones podían ser el fruto de un efecto combinado entre la dispersión múltiple en la superficie, de mayor entidad en superficies rugosas, y la dispersión debida al volumen del suelo. Ambos fenómenos resultan extremadamente difíciles de separar incluso en condiciones tan controladas como las de este experimento. Este análisis pone de manifiesto la aleatoriedad inherente a las observaciones radar y la existencia de un determinado nivel de error asociado a ellas.

Aparte de esta consideración inicial, los resultados respectivos a la validación del IEM indican un adecuado funcionamiento del modelo. Las observaciones mostraban diferencias significativas con las predicciones del modelo en los perfiles en condiciones de secado, pero los autores argumentaban que dicho fenómeno podía deberse a la brusquedad del secado artificial aplicado que provocaba un fuerte gradiente de humedad en los primeros centímetros del suelo. En el resto de los casos los resultados eran excelentes tanto en superficies lisas como rugosas observadas con ángulos de incidencia de 11° y 23° . En las observaciones a 35° sobre superficies lisas el ajuste no fue tan bueno a frecuencias altas, probablemente debido en parte a la dificultad de medición en estas condiciones, dado que la señal retrodispersada es extremadamente débil, y en parte al mal funcionamiento del modelo, dado que estas condiciones están fuera del rango teórico de aplicabilidad del mismo.

Los resultados comentados demuestran la validez del modelo y permiten comparar la estimación de la humedad por este método con otros métodos de medición de la misma como las sondas TDR o el método gravimétrico.

De forma opuesta a lo observado por Altese *et al.* (1996), Zribi *et al.* (1997) observaron un mejor comportamiento del modelo IEM en superficies poco rugosas que en superficies muy rugosas. En este estudio, Zribi *et al.* (1997) emplearon observaciones adquiridas por el sensor aerotransportado ERASME y el sensor espacial SIR-C/X-SAR en las bandas *L*, *C* y *X* con ángulos de incidencia entre 25° y 50° y en polarizaciones directas *hh* y *vv*.

2.1.3.4. Modelos empíricos de retrodispersión

Los modelos teóricos presentados y, en concreto, el modelo IEM, constituyen herramientas de gran utilidad para el estudio de las superficies naturales por medio de imágenes radar. No obstante, los resultados obtenidos en estudios en los que se han comparado las predicciones realizadas por éstos con observaciones de campo no han sido todo lo exitosas que cabía esperar.

Las principales causas de las dificultades asociadas a la aplicación de modelos teóricos en superficies naturales son, en primer lugar, las aproximaciones físicas realizadas para posibilitar su resolución matemática y, en segundo lugar, la descripción matemática de la rugosidad de las superficies (Shi *et al.*, 1997; Zribi *et al.*, 2002). La actual descripción de la rugosidad basada en los parámetros *s* y *l* y en la forma de la función de autocorrelación, generalmente asumida exponencial, no refleja adecuadamente la rugosidad de las superficies naturales cuya complejidad y variabilidad es mucho mayor (Macelloni *et al.*, 2000; Zribi *et al.*, 2005).

Por estas razones y, en parte, también por la relativa complejidad matemática de los modelos teóricos, varios investigadores han propuesto modelos empíricos que relacionan el coeficiente de retrodispersión de una superficie con sus características físicas y las características del sensor.

En esta sección se describen los dos modelos empíricos de retrodispersión más empleados: el modelo de Oh *et al.* (1992) y el modelo de Dubois *et al.* (1995). Al ser modelos empíricos, las expresiones propuestas en ellos pueden no ser válidas para condiciones diferentes de las empleadas en el desarrollo los mismos (Chen y Fung, 1995). No obstante, estos modelos tratan de superar esta limitación empleando para su desarrollo un gran número de observaciones realizadas en un amplio rango de condiciones de rugosidad, humedad de suelo, frecuencia y ángulo de incidencia.

A. MODELO DE OH ET AL. (1992)

Este modelo se propuso a raíz de las limitaciones que Oh *et al.* observaron en los modelos clásicos SPM, POM y GOM. En concreto, Oh *et al.* demostraron que estos modelos presentaban serias dificultades para la estimación de la humedad del suelo a partir de imágenes radar, ya que a menudo las superficies estudiadas se encontraban fuera de su rango de validez. Además, en los casos en que los modelos podían ser

aplicados, los resultados obtenidos no reflejaban lo observado especialmente en ángulos de incidencia altos.

Con el objetivo de proponer una alternativa a los modelos teóricos existentes, Oh *et al.* propusieron un modelo empírico basado en una serie de observaciones realizadas con un dispersómetro en las bandas *L*, *C* y *X* con ángulos de incidencia de entre 10° y 70°. Las observaciones se realizaron sobre una serie de parcelas experimentales que presentaban las siguientes condiciones de rugosidad y humedad superficial del suelo:

$$0,1 < ks < 6,0$$

$$2,6 < kl < 19,7$$

$$0,09 < SM < 0,31$$

El modelo propone expresiones independientes para el coeficiente de retrodispersión en polarización, *vv*, *hh* y *hv*:

$$\sigma_{vv}^0 = \frac{g \cos^3 \theta}{\sqrt{p}} [\Gamma_h + \Gamma_v] \quad (2.1.58)$$

$$\sigma_{hh}^0 = g \sqrt{p} \cos^3 \theta [\Gamma_h + \Gamma_v] \quad (2.1.59)$$

$$\sigma_{hv}^0 = q \sigma_{vv}^0 \quad (2.1.60)$$

donde, *g* es función de la rugosidad de la superficie y *p* y *q* representan relativamente el ratio de polarización directa y el de polarización cruzada:

$$g = 0,7 [1 - \exp(-0,65(ks)^{1,8})] \quad (2.1.61)$$

$$\sqrt{p} = \sqrt{\frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0}} = 1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{\frac{1}{3\Gamma_0}} \cdot \exp(-ks) \quad (2.1.62)$$

$$q = \frac{\sigma_{hv}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0,23 \sqrt{\Gamma_0} [1 - \exp(-ks)] \quad (2.1.63)$$

θ es el ángulo de incidencia, Γ_h y Γ_v son la reflectividad horizontal y vertical de Fresnel y Γ_0 es la reflectividad de Fresnel en el nadir, *k* es el número de onda y *s* es la desviación estándar de las alturas en cm.

Este modelo no contempla la componente coherente (especular) de la retrodispersión, por lo que no debe ser empleado en superficies lisas observadas con ángulos de incidencia menores a 20°. En superficies rugosas la componente coherente se considera despreciable por lo que no existe tal problema.

Oh *et al.* (1992) aplicaron el modelo, con el objeto de validarlo, a dos series de observaciones independientes a las empleadas para desarrollarlo. La primera serie de observaciones fue adquirida sobre una superficie relativamente lisa a tres frecuencias

distintas y la segunda, procedente de un estudio elaborado por Yamasaki *et al.* (1991), fue tomada sobre una superficie muy lisa a una frecuencia de 60 GHz. Las estimaciones realizadas por el modelo en ambos casos reprodujeron las observaciones de forma adecuada, demostrando de este modo su aplicabilidad en condiciones distintas a las empleadas para su desarrollo.

B. MODELO DE DUBOIS *ET AL.* (1995)

De forma similar, Dubois *et al.* propusieron otro modelo empírico con el objetivo principal de obtener un modelo de retrodispersión cuyo rango de aplicabilidad cubriese todas las condiciones observables en superficies naturales, e incluso proporcionase resultados aceptables en condiciones de vegetación moderada. Para ello, realizaron un estudio basado en observaciones adquiridas sobre parcelas experimentales por los sensores portátiles LCX POLARSCAT y RASAM.

Las observaciones empleadas cubrían un rango de frecuencias entre 1,5 y 11 GHz y ángulos de incidencia entre 30° y 65°. Además, las parcelas presentaban valores de s entre 0,3 y 3 cm y condiciones de humedad menores que 0,35 cm³cm⁻³. Las expresiones que propone el modelo para el cálculo del coeficiente de retrodispersión son las siguientes:

$$\sigma_{vv}^0 = 10^{-2,35} \frac{\cos^3 \theta}{\sin^3 \theta} 10^{0,046\varepsilon \tan \theta} (ks \sin \theta)^{1,1} \lambda^{0,7} \quad (2.1.64)$$

$$\sigma_{hh}^0 = 10^{-2,75} \frac{\cos^{1,5} \theta}{\sin^5 \theta} 10^{0,028\varepsilon \tan \theta} (ks \sin \theta)^{1,4} \lambda^{0,7} \quad (2.1.65)$$

donde, θ es el ángulo de incidencia, ε es la parte real de la constante dieléctrica relativa de la superficie, k es el número de onda, s es la desviación estándar de las alturas en cm y λ es la longitud de onda en cm.

El modelo no considera el coeficiente de retrodispersión con polarización cruzada, dado que éste se ve severamente afectado por la vegetación y, por lo tanto, su empleo en la estimación de la humedad no resulta de interés.

Dubois *et al.* (1995) aplicaron el modelo a una serie de observaciones independientes obtenidas a partir del sensor aerotransportado AIRSAR y a partir del sensor espacial SIR-C sobre la cuenca *Little Washita* en 1992 y 1994. En este estudio observaron que a valores altos de $ks \sin \theta$ el modelo predecía valores de σ_{hh}^0 mayores que los de σ_{vv}^0 , lo que contradice lo indicado por los modelos teóricos de retrodispersión y la mayoría de las observaciones realizadas con sensores radar. Por este motivo, restringieron el rango de aplicabilidad del modelo a condiciones de $ks \leq 2,5$.

Además de esto, Dubois *et al.* (1995) observaron que en condiciones de cubierta vegetal densa el modelo subestimaba la humedad del suelo y sobrestimaba la rugosidad. Por este motivo, establecieron un límite de aplicabilidad del modelo en la banda *L* en condiciones de NDVI < 0,4, lo que se correspondía con un ratio de polarización cruzada de -11 dB.

Con independencia de estas consideraciones, Dubois *et al.* (1995) observaron un buen funcionamiento del modelo, con errores en la estimación de humedad de 1,6% en el caso de las imágenes AIRSAR y de 4,21% en el caso de SIR-C.

Los modelos empíricos de Oh *et al.* (1992) y de Dubois *et al.* (1995) han sido empleado en numerosos estudios y comparados frente a otros modelos o técnicas de estimación de la humedad del suelo. Por ejemplo, Dawson *et al.* (1997) revisaron los fundamentos de ambos modelos y concluyeron que debido a su naturaleza empírica su aplicabilidad queda en principio reducida a las observaciones para las que fueron desarrollados. Por otro lado, Dawson *et al.* (1997) consideraban grave el hecho de que ambos modelos ignorasen la forma de la función de autocorrelación de la superficie y su longitud de correlación l .

Por el contrario, Wang *et al.* (1997) realizaron un estudio en el que, si bien observaron severas discrepancias entre las observaciones realizadas con el sensor SIR-C y el modelo de Oh *et al.* (1992), los resultados obtenidos empleando el modelo de Dubois *et al.* (1995) resultaron satisfactorios, con errores en las estimaciones de humedad del orden de $0,059 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ en parcelas sin vegetación. Sin embargo, los autores observaron resultados peores en parcelas con vegetación, aunque ésta fuese somera, y destacaron la alta proporción de píxeles a los que no se podía aplicar el algoritmo con éxito.

En un estudio similar, van Oevelen y Hoekman (1999) compararon el modelo de Oh *et al.* (1992) con el modelo IEM, empleando para ello observaciones polarimétricas realizadas por el sensor AIRSAR, y observaron un peor funcionamiento del modelo de Oh *et al.* (1992), aunque destacaron que sus resultados debían ser considerados de forma orientativa debido al limitado número de observaciones de humedad con que contaban.

Por otro lado, Pauwels *et al.* (2002) desarrollaron un algoritmo que permitía la estimación tanto de la humedad del suelo como de los parámetros de rugosidad s y l a partir de imágenes ERS-1/-2 combinando el modelo IEM y el modelo de Oh *et al.* (1992) en un esquema iterativo. En ambos estudios, los resultados obtenidos resultaban muy satisfactorios con lo que el empleo de esta técnica resulta prometedor. Esta metodología se desarrollará en detalle más adelante.

Verhoest (2000) realizó un estudio comparativo empleando el modelo IEM y los modelos empíricos de Oh *et al.* (1992) y de Dubois *et al.* (1995). En este estudio se emplearon imágenes adquiridas por los sensores SIR-C, ERS-1/-2 y RADARSAT-1. Los resultados de este estudio mostraban, en general, las dificultades asociadas a la estimación de la humedad mediante sensores radar, destacando las dificultades de la correcta medición de la rugosidad superficial y su variabilidad. No obstante, en el trabajo de Verhoest (2000) se realizaban una serie estudios y análisis de gran interés. Entre otras cuestiones, se demostraba que los resultados obtenidos con el modelo de Oh y el IEM empleando parámetros de rugosidad calibrados eran muy similares. Además, se observaba que el modelo de Dubois *et al.* (1995) predecía un incremento lineal de σ^0 según se incrementaba la constante dieléctrica, comportamiento que no resulta realista de acuerdo con las observaciones realizadas en experimentos de laboratorio en el EMSL (Mancini *et al.*, 1999). En este sentido, los experimentos llevados a cabo en el EMSL mostraban que la relación entre σ^0 y la constante dieléctrica es claramente no-lineal, y que la sensibilidad del coeficiente de retrodispersión disminuye según aumenta la

constante dieléctrica. El modelo de Oh *et al.* (1992) y el IEM describen este comportamiento de forma más realista que el modelo de Dubois *et al.* (1995).

Además de esto, Shi *et al.* (1997) en la validación del modelo IEM realizada de forma previa al desarrollo de su propio modelo semi-empírico (descrito a continuación), comentaron la adecuada descripción de la influencia de la rugosidad en σ^0 , tanto por parte del modelo IEM como del modelo de Oh *et al.* (1992), mientras que observaban que el modelo de Dubois *et al.* (1995) no describía adecuadamente este comportamiento al comparar sus predicciones con observaciones experimentales.

Sin embargo, el modelo de Dubois *et al.* (1995) ha sido empleado en ciertas ocasiones con un éxito relativo. Por ejemplo, Leconte *et al.* (2004) realizaron estimaciones de humedad a partir de imágenes RADARSAT-1 empleando este modelo y obtuvieron resultados bastante satisfactorios en sus estimaciones a escala de cuenca, aunque a escala de parcela los resultados obtenidos fuesen pobres.

2.1.3.5. Modelos semi-empíricos de retrodispersión

Los modelos semi-empíricos de retrodispersión constituyen un paso intermedio entre los modelos teóricos y los empíricos. El desarrollo de estos modelos se basa inicialmente en fundamentos teóricos que posteriormente se simplifican empleando observaciones sintéticas o experimentales. Algunos de ellos emplean datos sintéticos derivados de un modelo de retrodispersión teórico para obtener expresiones empíricas válidas para un amplio rango de condiciones, evitando de este modo los problemas asociados a los modelos empíricos desarrollados a partir de observaciones experimentales únicamente.

A. MODELO DE OH *ET AL.* (1994)

El modelo de Oh *et al.* (1994) es una extensión del modelo empírico comentado en la sección anterior, modificado con el objetivo de incluir en su desarrollo tanto la amplitud como la fase de la retrodispersión. Además de esto, el modelo incluye la longitud de correlación l en su formulación y una representación de la función de correlación de la superficie.

Este modelo parte de la base de los modelos teóricos SPM y KM y emplea las observaciones utilizadas para el desarrollo del modelo de Oh *et al.* (1992) previo para obtener los valores de una serie de constantes empíricas.

De este modo, el coeficiente de retrodispersión en la polarización vv se calcula como:

$$\sigma_{vv}^0 = 13,5 \exp\left(-1,4(ks)^2\right) \frac{1}{\sqrt{p}} \Gamma_h(ks)^2 (\cos\theta)^{3,25-0,05kl} \exp\left(-(2ks \cos\theta)^{0,6}\right) W \quad (2.1.66)$$

donde, k es el número de onda, s es la desviación estándar de las alturas en cm, l es la longitud de correlación en cm, θ es el ángulo de incidencia en grados, Γ_h es la reflectividad horizontal de Fresnel, calculada según 2.1.30, Γ_0 es la reflectividad de Fresnel en el nadir, p es el ratio de polarización directa y W es el espectro de rugosidad

correspondiente a una función de correlación exponencial, que según las observaciones realizadas en Oh *et al.* (1994) es la que mejor describe la rugosidad de las superficies naturales. Las expresiones propuestas para el cálculo de p y W son las siguientes:

$$\sqrt{p} = 1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{\frac{0,314}{\Gamma_0}} \cdot \exp(-ks) \quad (2.1.67)$$

$$W = \frac{(kl)^2}{1 + (2,6kl \sin \theta)^2} \left[1 - 0,71 \frac{1 - 3(2,6kl \sin \theta)^2}{[1 + (2,6kl \sin \theta)^2]^p} \right] \quad (2.1.68)$$

Zribi *et al.* (1997) compararon los resultados obtenidos con este modelo frente a simulaciones realizadas con el modelo IEM y observaciones obtenidas a partir de los sensores SIR-C y ERASME. En este estudio observaron que el comportamiento del modelo era adecuado en condiciones de rugosidad alta y/o frecuencias altas. Sin embargo, en condiciones de poca rugosidad el modelo de Oh *et al.* (1994) subestimaba de forma sistemática el coeficiente de retrodispersión.

De forma opuesta, Dawson *et al.* (1997) argumentaban que la representación de la longitud de correlación l que incorpora el modelo no resultaba adecuada, dado que en este modelo no se apreciaba un descenso más acusado de σ^0 con el ángulo de incidencia a valores mayores de l .

B. MODELO DE CHEN *ET AL.* (1995)

Chen *et al.* (1995) desarrollaron otro modelo semi-empírico basado en la solución de dispersión simple del IEM. Éste es un modelo de regresión lineal múltiple ajustado a datos sintéticos simulados con el IEM, considerando una función de autocorrelación de la superficie de tipo exponencial. El rango de validez del modelo corresponde, en principio, a las condiciones de rugosidad, humedad de suelo, frecuencia y ángulo de incidencia de los datos empleados para su desarrollo:

$$0,1 < s < 2$$

$$1 < l < 15$$

$$0,1 < SM < 0,4$$

$$10 < \theta < 50$$

$$1 < f < 10$$

De forma previa al desarrollo del modelo, Chen *et al.* (1995) realizaron un análisis de sensibilidad utilizando el modelo IEM. En dicho análisis observaron que, si bien los coeficientes de retrodispersión en polarización directa σ_{vv}^0 y σ_{hh}^0 mostraban una gran sensibilidad a los parámetros de rugosidad y al ángulo de incidencia, su ratio no mostraba sensibilidad alguna. De este modo, en su modelo, Chen *et al.* (1995) formulan el contenido de humedad del suelo a partir del ratio de co-polarización, el ángulo de

incidencia y la frecuencia de la observación, sin que sea necesario conocer el estado de rugosidad de la superficie. El modelo establece que:

$$\ln SM = -0,09544 \cdot \sigma_{hh/vv}^0 - 0,00971 \cdot \theta + 0,029238 \cdot f - 1,74678 \quad (2.1.69)$$

donde, la humedad del suelo SM se expresa en $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$, el ratio de co-polarización $\sigma_{hh/vv}^0$ se expresa en dB, el ángulo de incidencia θ en grados y la frecuencia f en GHz.

El modelo de Chen *et al.* (1995) se validó empleando el mismo conjunto de observaciones en el que se basaba el modelo de Oh *et al.* (1992) obteniendo resultados satisfactorios.

C. MODELO DE SHI *ET AL.* (1997)

El modelo de Shi *et al.* (1997) se basa, al igual que el modelo de Chen *et al.* (1995), en el término de dispersión simple del modelo IEM. No obstante, este modelo emplea un ajuste no lineal y una serie de datos sintéticos obtenidos también mediante el IEM pero para un rango mayor de condiciones de rugosidad (s entre 0,2 y 3,6 cm y l entre 2,5 y 35 cm), humedad de suelo (entre 0,02 y 0,5 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$) y ángulo de incidencia (entre 25° y 70°). Aunque el modelo se desarrolló considerando sólo la frecuencia de 1,25 GHz (banda L), se validó con observaciones tomadas por los sensores AIRSAR y SIR-C.

El modelo propuesto por Shi *et al.* (1997) calcula el coeficiente de retrodispersión de una onda co-polarizada con polarización pp como:

$$\sigma_{pp}^0 = |\alpha_{pp}|^2 \left[\frac{S_R}{a_{pp}(\theta) + b_{pp}(\theta) S_R} \right] \quad (2.1.70)$$

donde, α_{pp} es un factor que depende del ángulo de incidencia y de la reflectividad de la superficie, S_R es un parámetro de rugosidad y a_{pp} y b_{pp} son parámetros que dependen del ángulo de incidencia:

$$\alpha_{vv} = 4k \left[R_v \cos^2 \theta + \frac{\sin^2 \theta (1 + R_v)^2}{2} \left(1 - \frac{1}{\varepsilon} \right) \right] \quad (2.1.71)$$

$$\alpha_{hh} = -4k R_h \cos^2 \theta \quad (2.1.72)$$

$$S_R = (ks)^2 W(-2k_x) \quad (2.1.73)$$

$$a_{vv}(\theta) = \exp(-3,118 + 5,302\theta) \quad (2.1.74)$$

$$b_{vv}(\theta) = \exp(-3,013 + 2,361 \tan^{6,8} \theta) \quad (2.1.75)$$

En casos en los que se cuente con observaciones en dos polarizaciones (hh y vv) se puede simplificar el parámetro de rugosidad S_R obteniendo:

$$10 \log_{10} \left[\frac{|\alpha_{vv}|^2 + |\alpha_{hh}|^2}{\sigma_{vv}^0 + \sigma_{hh}^0} \right] = a_{vh}(\theta) + b_{vh}(\theta) 10 \log_{10} \left[\frac{|\alpha_{vv}| |\alpha_{hh}|}{\sqrt{\sigma_{vv}^0 \sigma_{hh}^0}} \right] \quad (2.1.76)$$

donde,

$$a_{vh}(\theta) = \exp(-12,37 + 37,206 \sin \theta - 41,187 \sin^2 \theta + 18,89 \sin^3 \theta) \quad (2.1.77)$$

$$b_{vh}(\theta) = 0,649 + 0,659 \cos \theta - 0,306 \cos^2 \theta \quad (2.1.78)$$

Mediante este modelo es posible estimar tanto la constante dieléctrica como el parámetro de rugosidad S_R a partir de observaciones adquiridas en las polarizaciones hh y vv .

D. MODELOS DE OH *ET AL.* (2002) Y OH (2004)

Recientemente se han presentado dos nuevas actualizaciones del algoritmo semi-empírico de Oh *et al.* (1992; 1994). En la primera, Oh *et al.* (2002), se formula un modelo a partir de observaciones polarimétricas y se describen, además de los coeficientes de retrodispersión σ_{vv}^0 , σ_{hh}^0 y σ_{vh}^0 , dos parámetros de la función de densidad de probabilidad (pdf) de la diferencia de fase co-polarizada: su grado de correlación α y la diferencia de fase co-polarizada ζ .

El modelo estima los coeficientes de retrodispersión y los parámetros de fase a partir de la humedad del suelo (en lugar de la constante dieléctrica), los parámetros de rugosidad s y l y la frecuencia y ángulo de incidencia de la observación. Su rango de validez es el siguiente:

$$0,13 < ks < 6,98$$

$$0,04 < SM < 0,291$$

$$10^\circ < \theta < 70^\circ$$

Las expresiones propuestas para los coeficientes de retrodispersión en las diferentes polarizaciones y los ratios de polarización cruzada q y directa p son las siguientes:

$$q = \frac{\sigma_{vh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0,1 \left(\frac{s}{l} + \sin 1,3\theta \right)^{1,2} \left\{ 1 - \exp[-0,9(ks)^{0,8}] \right\} \quad (2.1.79)$$

$$p = \frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 1 - \left(\frac{\theta}{\pi} \right)^{0,35SM^{-0,65}} \cdot \exp[-0,4(ks)^{1,4}] \quad (2.1.80)$$

$$\sigma_{vh}^0 = 0,11 \cdot SM (\cos \theta)^{2,2} \left\{ 1 - \exp[-0,32(ks)^{1,8}] \right\} \quad (2.1.81)$$

$$\sigma_{vv}^0 = \frac{\sigma_{vh}^0}{q} \quad (2.1.82)$$

$$\sigma_{hh}^0 = p \sigma_{vv}^0 \quad (2.1.83)$$

En el desarrollo y validación del modelo se emplearon tres conjuntos de observaciones adquiridas mediante el dispersómetro POLARSCAT y tres conjuntos de observaciones adquiridas por el sensor aerotransportado AIRSAR. Estas observaciones se tomaron sobre zonas experimentales intensamente monitorizadas. Algunas de ellas se emplearon para el ajuste de los coeficientes empíricos del modelo y otras para su validación. Los resultados de la validación fueron satisfactorios. Además de mostrar un buen ajuste con las observaciones, el modelo se ajusta también a las predicciones del IEM y, en condiciones de fuerte rugosidad, del GOM.

En un trabajo posterior, Oh (2004) propuso una nueva expresión para el ratio de polarización cruzada q . Esta expresión no incluye el parámetro de rugosidad l por lo que permite la estimación de la humedad del suelo y el parámetro s de rugosidad a partir de medidas multipolarizadas. La expresión propuesta es la siguiente:

$$q = \frac{\sigma_{vh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0,095(0,13 + \sin 1,5\theta)^{1,4} \left\{ 1 - \exp\left[-1,3(ks)^{0,9}\right] \right\} \quad (2.1.84)$$

Incorporando esta expresión al modelo propuesto en Oh *et al.* (2002) es posible estimar la humedad del suelo y el parámetro s con una fiabilidad aceptable en las siguientes condiciones:

$$0,13 < ks < 3,5$$

$$0,04 < SM < 0,291$$

$$10^\circ < \theta < 70^\circ$$

Oh (2004) observó además que la fiabilidad de las estimaciones de SM y s mejoraba al promediar las estimaciones obtenidas a partir de observaciones en múltiples frecuencias.

2.1.4. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS DIFERENTES MODELOS DE RETRODISPERSIÓN

En la sección previa se han presentado los principales modelos de retrodispersión desarrollados hasta este momento. En este apartado se compararán los modelos empíricos y semi-empíricos presentados con el modelo teórico IEM. Este modelo se toma como referencia dado que varios experimentos realizados en condiciones de laboratorio han demostrado su buen funcionamiento y la fiabilidad de sus predicciones. El objeto de este análisis no es otro que el de servir como herramienta para la elección de los modelos más adecuados a las diferentes circunstancias.

Para realizar las comparaciones se realizan simulaciones con datos ficticios. Estos datos consideran una frecuencia de observación de 5,3 GHz, correspondiente a la banda C empleada por la mayoría de los satélites radar en activo. Las simulaciones se realizan para las polarizaciones *hh* y *vv*, dado que las observaciones tomadas en polarización directa son más útiles que las tomadas en polarización cruzada para la estimación de la humedad.

En primer lugar, se analiza la influencia del ángulo de incidencia en las estimaciones realizadas por los modelos. Para ello se realizan simulaciones incrementando el ángulo de incidencia entre 10° y 70°. En este caso, se considera un valor de *s* de 1 cm y de *l* de 10 cm, y se asume que la función de correlación de la hipotética superficie es de tipo exponencial. Además de esto, se toma un valor de ε de 15.

En segundo lugar, se estudia la respuesta de los modelos a los incrementos de humedad. Para ello, se incrementa el valor de ε entre 5 y 25, valores que corresponden a contenidos de humedad de 0,10 y 0,45 cm³cm⁻³ aproximadamente. En este caso, se considera un ángulo de incidencia de 40° y los parámetros de rugosidad tomados en el caso anterior.

Por último, se estudia la influencia de los parámetros de rugosidad *s* y *l*. Para ello, se varía el valor de *s* entre 0,5 y 3 cm manteniendo *l* igual a 10 cm y después se varía *l* entre 2,5 y 25 cm manteniendo *s* igual a 1 cm. En este último caso, el ángulo de incidencia se fija en 40° y la constante dieléctrica en 15.

A continuación se analiza la respuesta de los modelos a estas simulaciones.

2.1.4.1. Modelo de Oh *et al.* (1992)

Al comparar el modelo de Oh *et al.* (1992) con el IEM, se observa en primer lugar que el primero no representa adecuadamente el descenso en el coeficiente de retrodispersión frente al incremento del ángulo de incidencia (Fig. 2.1.19). Este descenso es característico de las observaciones radar y ha sido frecuentemente documentado tanto en observaciones de laboratorio (Mancini *et al.*, 1999), parcelas experimentales (Ulaby *et al.*, 1982a) o en observaciones mediante sensores aerotransportados y espaciales en condiciones naturales (Zribi *et al.*, 1997). Si bien el comportamiento del modelo para ángulos de incidencia entre 40° y 50° resulta prácticamente idéntico al IEM, tanto por debajo de 40° como por encima de 50° se subestima el coeficiente de retrodispersión.

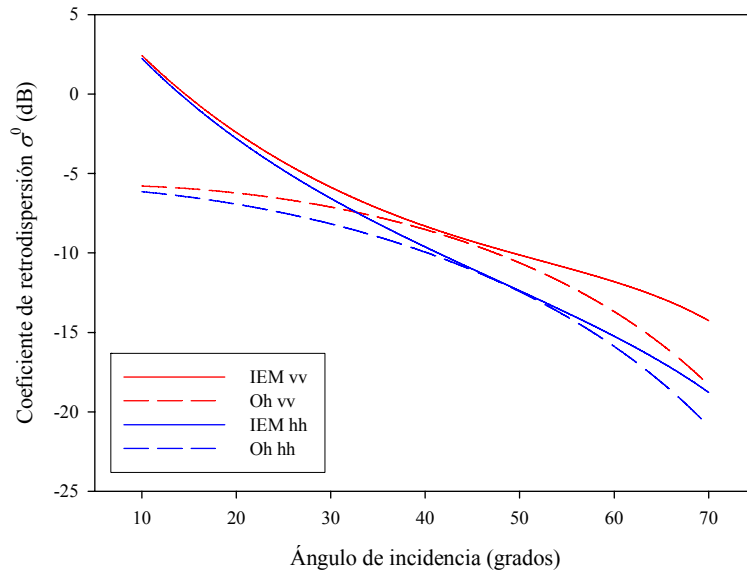


Figura 2.1.19. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

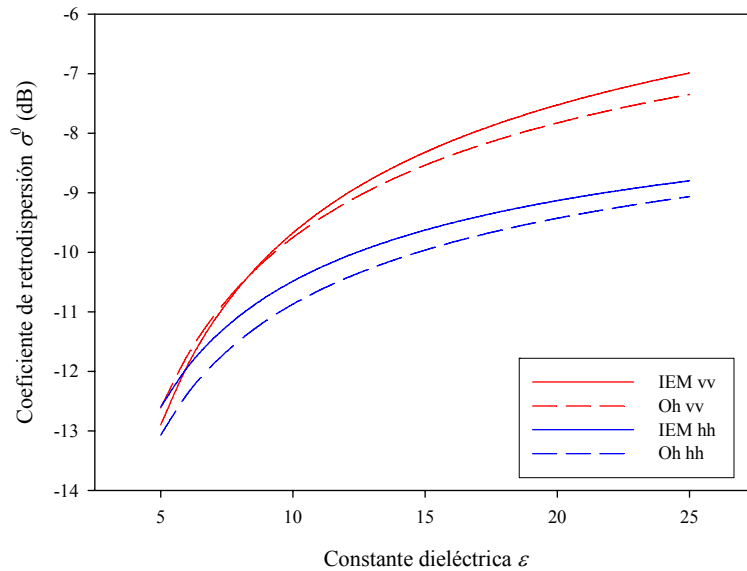


Figura 2.1.20. Comportamiento del modelo de Oh et al. (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

La representación de la variación del coeficiente de retrodispersión en función de la constante dieléctrica es adecuada (Fig. 2.1.20). Sin embargo, la curvatura de la respuesta al parámetro s de rugosidad que describe el IEM toma la forma de una curva asintótica en el caso del modelo de Oh (Fig. 2.1.21).

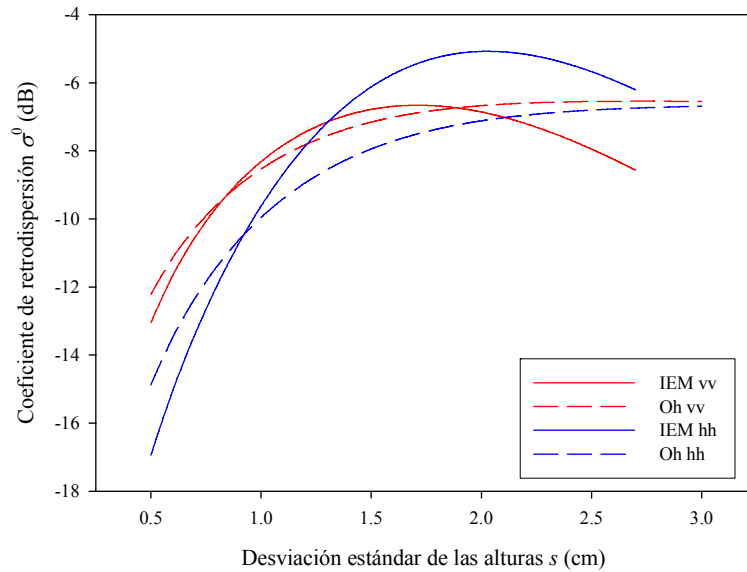


Figura 2.1.21. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (1992) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

2.1.4.2. Modelo de Dubois *et al.* (1995)

El modelo de Dubois *et al.* representa mejor que el anterior el descenso del coeficiente de retrodispersión con el ángulo de incidencia (Fig. 2.1.22), pero subestima el coeficiente de retrodispersión de forma sistemática a lo largo de prácticamente todo el rango de ángulos de incidencia en la polarización *vv* y entre los 20° y los 65° en la polarización *hh*.

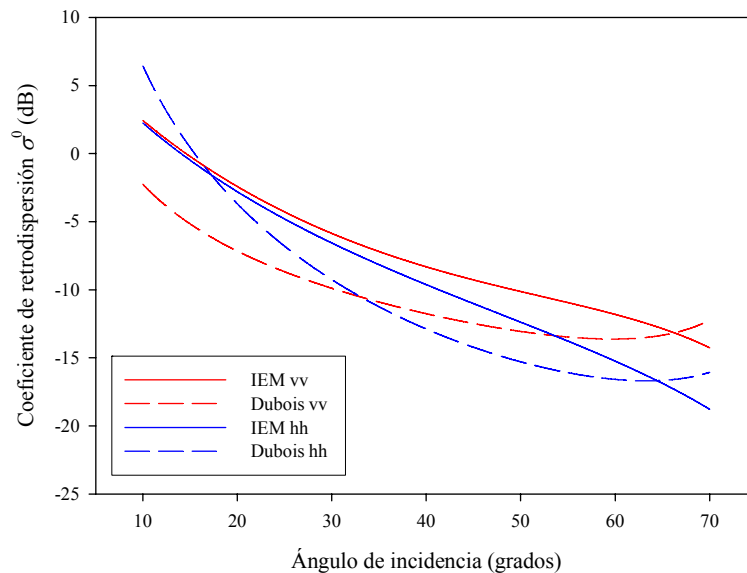


Figura 2.1.22. Comportamiento del modelo de Dubois *et al.* (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

Además, que se puede observar también en la figura 2.1.23 que el modelo de Dubois *et al.* predice un aumento prácticamente lineal del coeficiente de retrodispersión con la constante dieléctrica. Numerosas observaciones experimentales han constatado la

existencia de una tendencia de tipo asintótico (Mancini *et al.*, 1999), lo que contradice lo propuesto por este modelo.

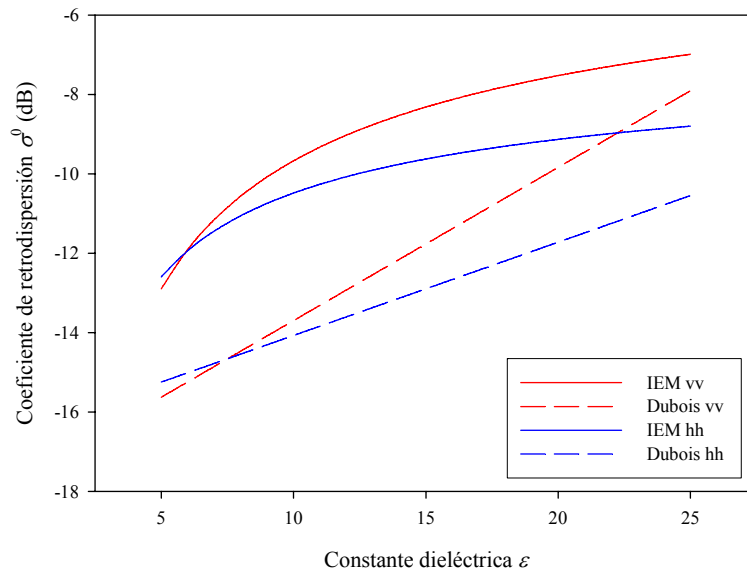


Figura 2.1.23. Comportamiento del modelo de Dubois *et al.* (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

Por último, la influencia del parámetro s de rugosidad en el coeficiente de retrodispersión tampoco se corresponde con lo simulado por el IEM. El incremento que predice el modelo de Dubois *et al.* es mucho menos acusado y tampoco reproduce el decremento que se puede producir en condiciones de fuerte rugosidad (Fig. 2.1.24).

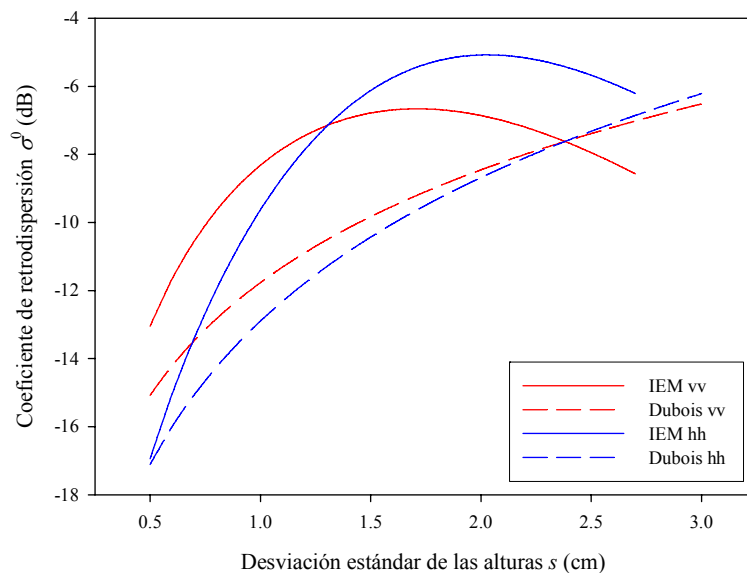


Figura 2.1.24. Comportamiento del modelo de Dubois *et al.* (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

2.1.4.3. Modelo de Oh *et al.* (1994)

El modelo semi-empírico de Oh *et al.* (1994) describe de forma adecuada el descenso del coeficiente de retrodispersión al incrementar el ángulo de incidencia, al contrario

que el modelo previo de Oh *et al.* (1992) (Fig. 2.1.25). No obstante, cabe mencionar que este segundo modelo parece sobreestimar de forma casi constante el coeficiente de retrodispersión a lo largo de todo el rango de ángulos de incidencia.

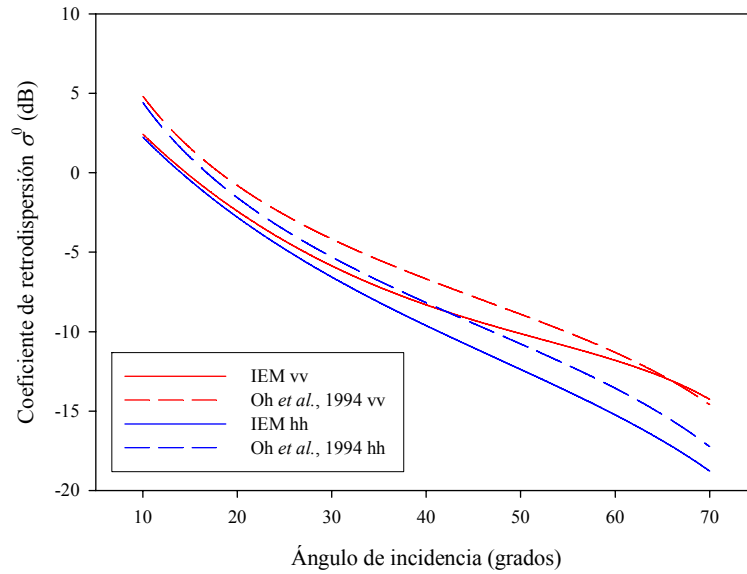


Figura 2.1.25. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

La influencia de la constante dieléctrica en σ^0 es similar a la del IEM (Fig. 2.1.26). Se observa un desfase, probablemente, fruto de la sobreestimación de σ^0 en el modelo de Oh *et al.* (1994) a 40°.

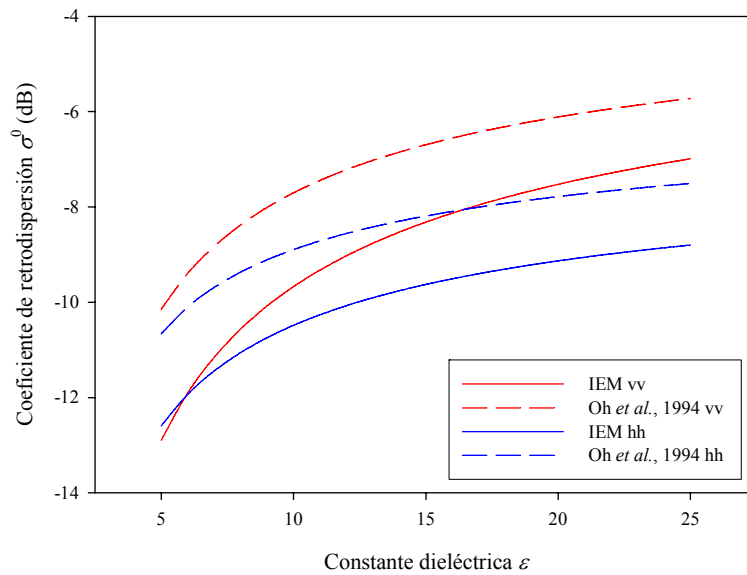


Figura 2.1.26. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

Por último, el modelo no describe de forma adecuada la influencia de los parámetros de rugosidad s y l (Fig. 2.1.27 y Fig. 2.1.28 respectivamente). En el caso de s el coeficiente de retrodispersión simulado por Oh *et al.* (1994) desciende de forma brusca hasta valores de -60 dB conforme aumenta s , mientras que el IEM simula un ascenso gradual hasta un valor máximo y después un leve descenso. En el caso de l también se observa

que las predicciones realizadas mediante el modelo de Oh *et al.* (1994) no coinciden con las del IEM.

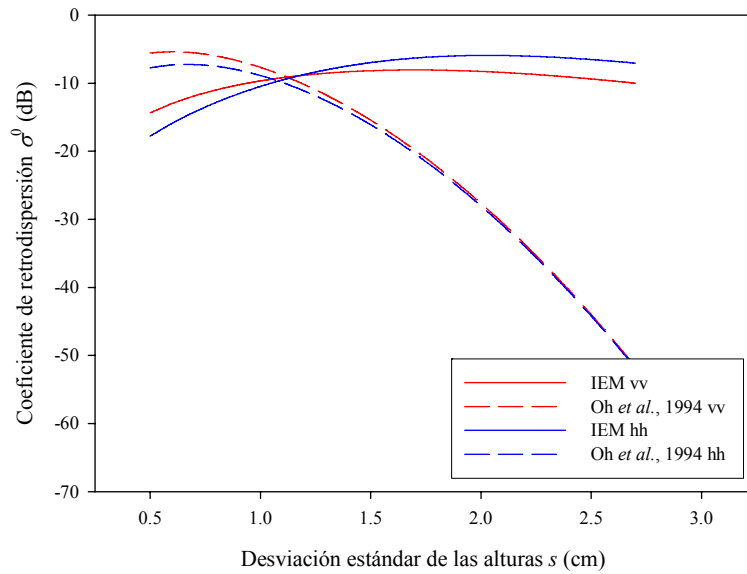


Figura 2.1.27. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

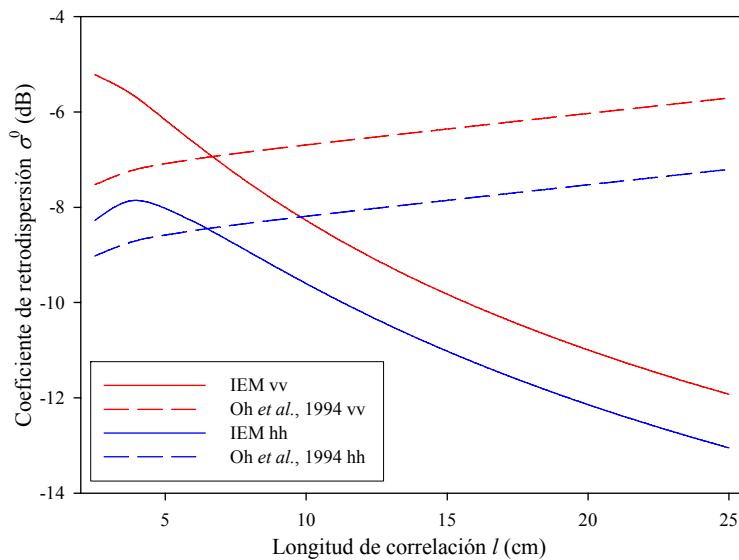


Figura 2.1.28. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (1994) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0

2.1.4.4. Modelo de Chen *et al.* (1995)

El modelo de Chen *et al.* (1995) se ha evaluado en términos de la predicción del ratio de co-polarización $\sigma_{hh/vv}^0$ en dB frente a su valor calculado por el IEM. Se ha analizado la influencia del ángulo de incidencia y el contenido de humedad del suelo (representado según la constante dieléctrica por consistencia con el resto de modelos) ya que los parámetros de rugosidad no intervienen en dicho modelo.

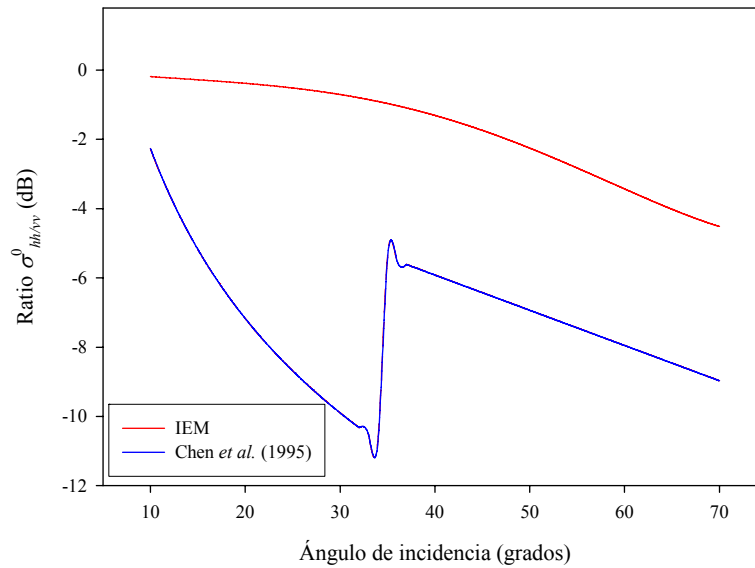


Figura 2.1.29. Comportamiento del modelo de Chen et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en el ratio de co-polarización

Los resultados obtenidos muestran un comportamiento significativamente diferente a lo estimado por el IEM. Al incrementar el valor del ángulo de incidencia, el ratio de polarización disminuye en ambos modelos. Sin embargo, la disminución en el modelo de Chen es mucho más brusca y, además, entre 30° y 40° se observa un pico ascendente para posteriormente continuar descendiendo (Fig. 2.1.29).

Al incrementar la humedad del suelo el ratio de co-polarización decrece también según lo estimado por ambos modelos. Sin embargo, la caída estimada por el modelo de Chen es aproximadamente un orden de magnitud más acusada (Fig. 2.1.30).

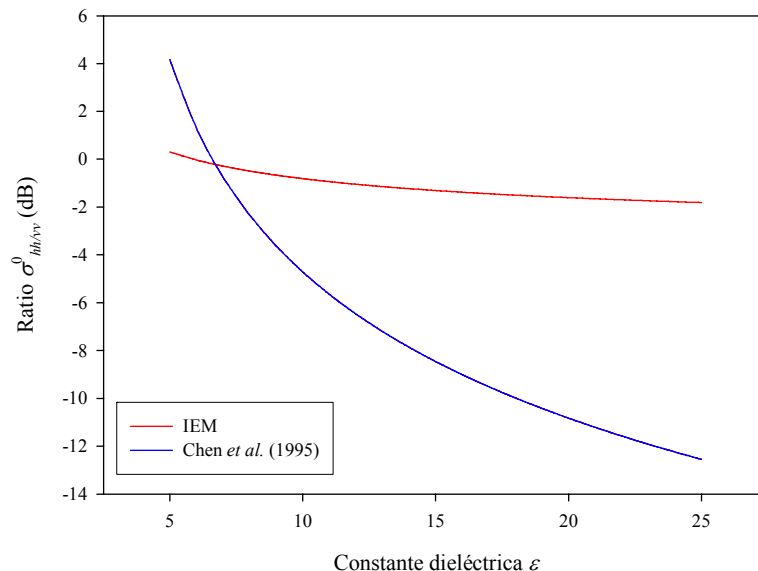


Figura 2.1.30. Comportamiento del modelo de Chen et al. (1995) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en el ratio de co-polarización

2.1.4.5. Modelo de Shi *et al.* (1997)

El modelo de Shi *et al.* (1997) se evaluó únicamente en base a las predicciones del coeficiente de retrodispersión en la polarización vv , ya que los coeficientes empíricos necesarios para su aplicación a hh no han sido publicados.

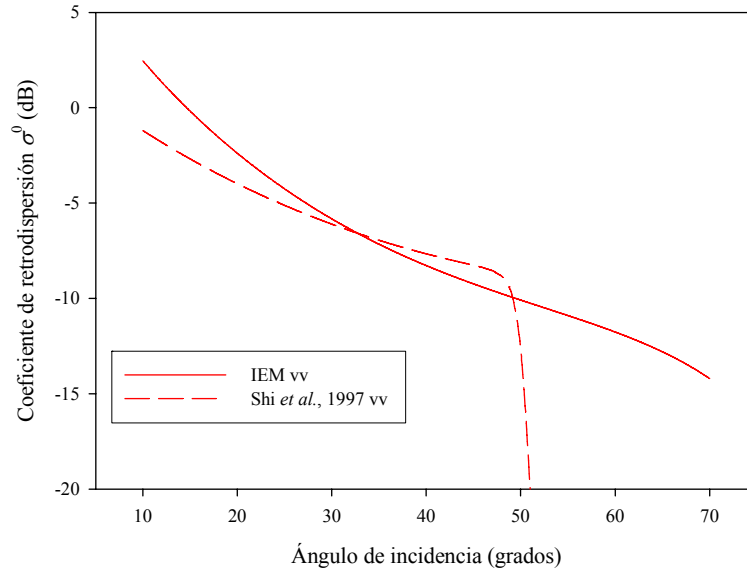


Figura 2.1.31. Comportamiento del modelo de Shi *et al.* (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

El modelo parece que simula de forma bastante correcta la caída de σ^0 con el ángulo de incidencia (Fig. 2.1.31), aunque con ángulos muy pequeños subestima σ^0 y a partir de 50° muestra un comportamiento aberrante.

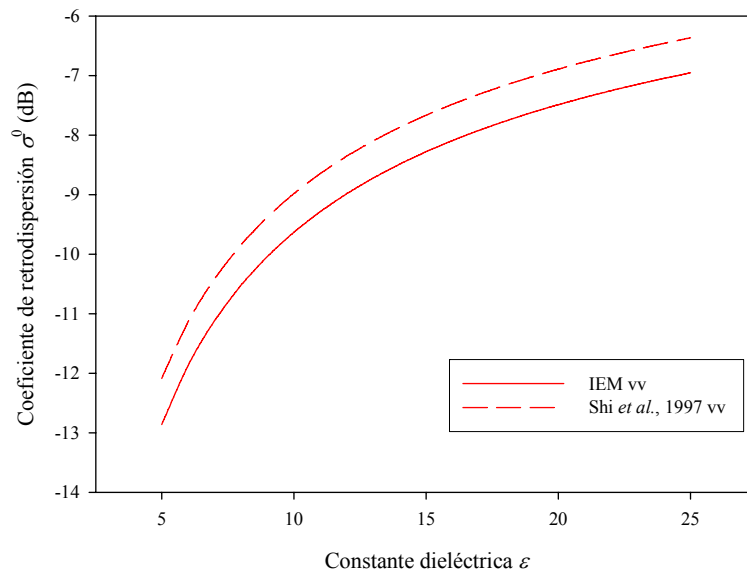


Figura 2.1.32. Comportamiento del modelo de Shi *et al.* (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

La influencia de la constante dieléctrica se refleja muy bien (Fig. 2.1.32). Se observa una sobreestimación constante en σ^0 que es debida al ángulo de incidencia considerado, pero ambas curvas son paralelas en todo el rango de ε .

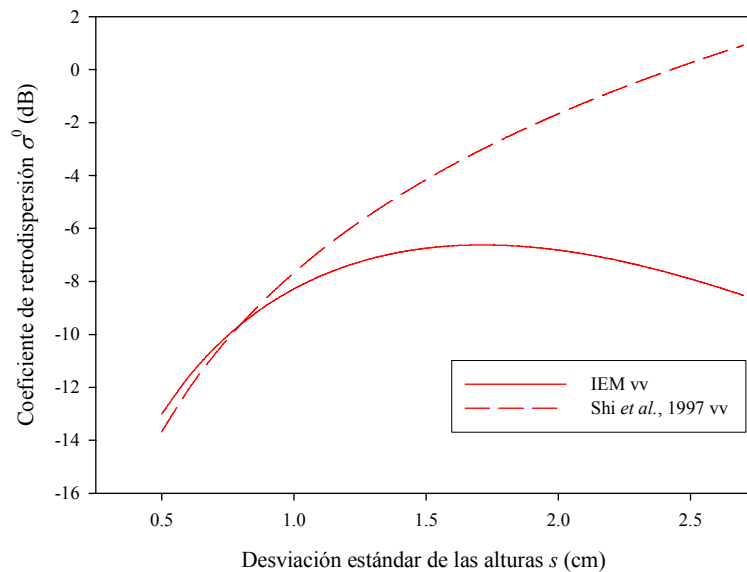


Figura 2.1.33. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

La influencia del parámetro de rugosidad s en σ^0 se representa de forma adecuada en condiciones de rugosidad baja (Fig. 2.1.33). Cuando el valor de s es mayor que 1,0 cm el modelo de Shi et al. (1997) sobreestima σ^0 . Es probable que con ángulos de incidencia diferentes al considerado el rango de s en el que el modelo funciona aceptablemente sea mayor.

Por último, el modelo de Shi et al. (1997) describe de forma bastante aceptable la influencia de la longitud de correlación en σ^0 (Fig. 2.1.34). La tendencia descendente que propone el IEM se refleja adecuadamente, excepto a valores bajos de l .

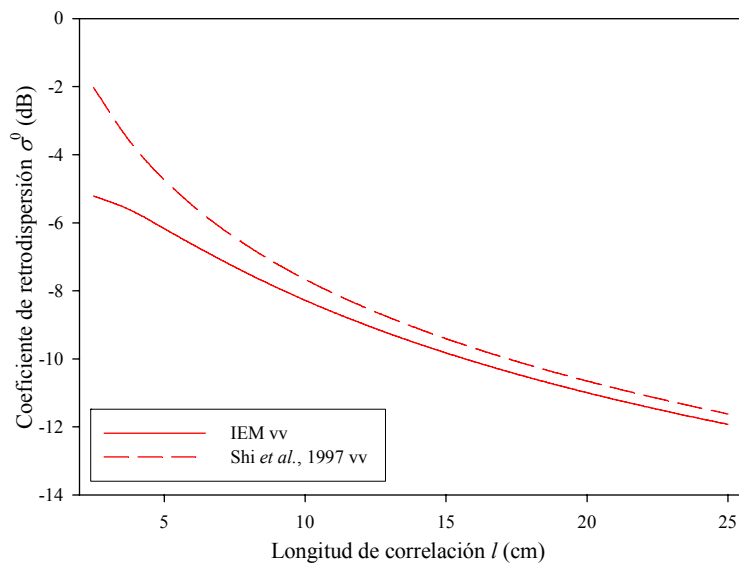


Figura 2.1.34. Comportamiento del modelo de Shi et al. (1997) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0

2.1.4.6. Modelos de Oh *et al.* (2002) y Oh (2004)

En primer lugar se ha evaluado el algoritmo propuesto por Oh *et al.* (2002) y a continuación se ha analizado la influencia de la nueva expresión para q propuesta en Oh (2004). En el análisis de la influencia del ángulo de incidencia y del parámetro s de rugosidad el valor de humedad del suelo que se ha considerado es de $0,20 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ ya que el empleado previamente de $0,30 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ está fuera del rango del modelo.

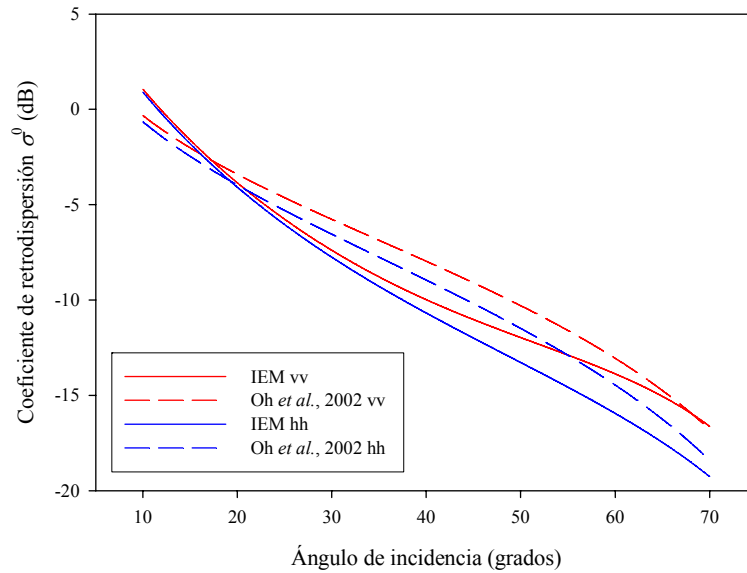


Figura 2.1.35. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

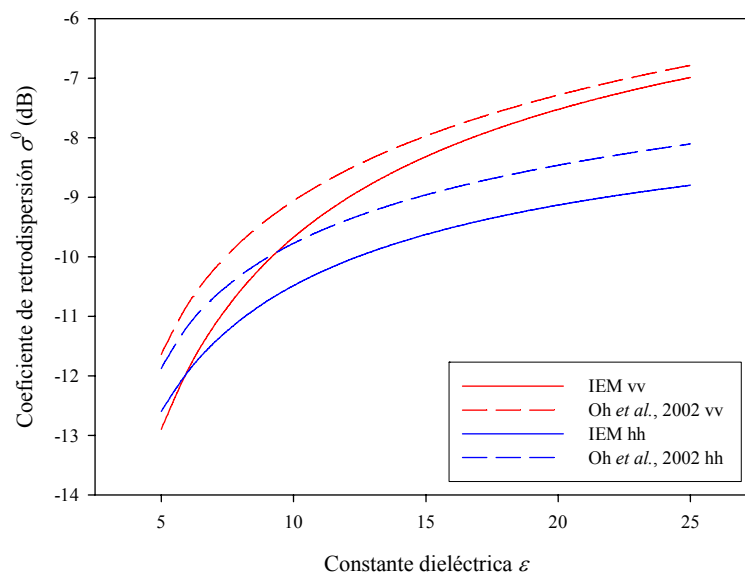


Figura 2.1.36. Comportamiento del modelo de Oh *et al.* (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

La predicción influencia del ángulo de incidencia, con su descenso característico, es bastante adecuada en el modelo de Oh *et al.* (2002) (Fig. 2.1.35). En ángulos intermedios (entre 25° y 55° aproximadamente) el modelo de Oh sobreestima el coeficiente de retrodispersión.

La predicción de la constante dieléctrica (Fig. 2.1.36) es también bastante adecuada. La tendencia es correcta y aunque se aprecia un desfase entre ambos modelos, éste es fruto de que la simulación se ha realizado a un ángulo de 40°. En ángulos cercanos a 20° el ajuste es mejor.

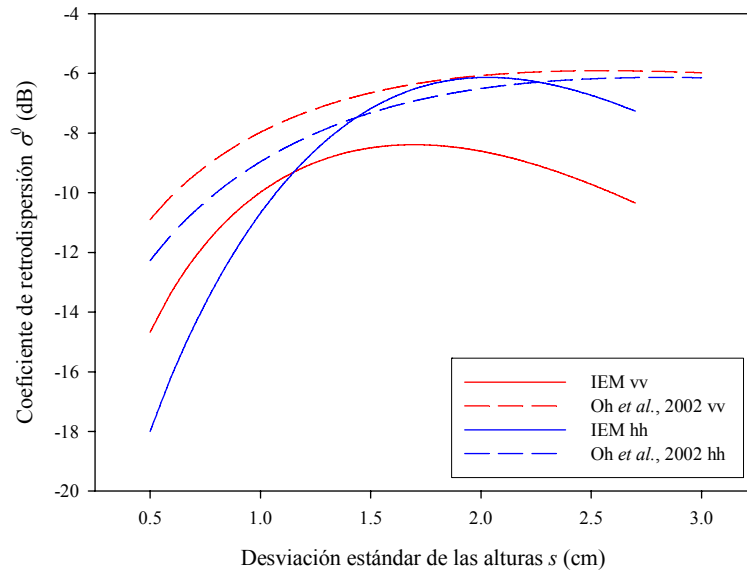


Figura 2.1.37. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

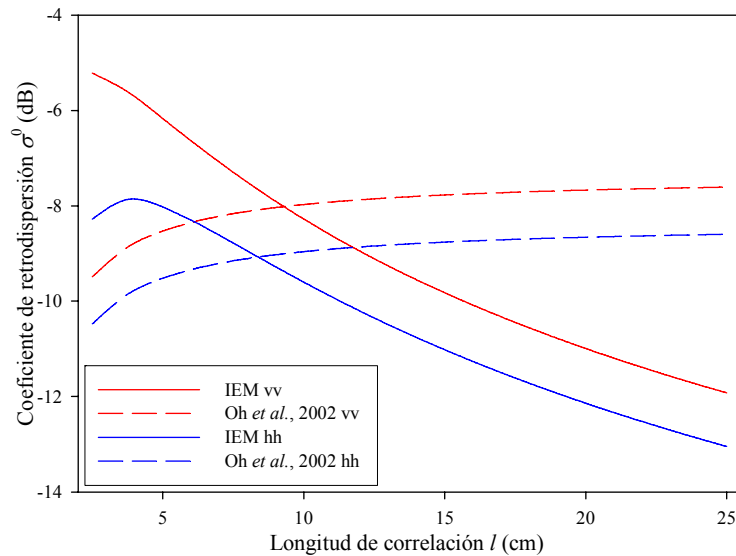


Figura 2.1.38. Comportamiento del modelo de Oh et al. (2002) frente al IEM. Se analiza la influencia de la longitud de correlación en σ^0

La descripción de la influencia de la desviación de las alturas s no es del todo correcta (Fig. 2.1.37). Aparte del desfase causado por el ángulo de incidencia, se observa que la pendiente de la curva es mucho menor en el caso de la polarización hh y que a valores altos de s no se reproduce el descenso que predice el IEM. De forma similar, la influencia de la longitud de correlación en σ^0 no coincide con la tendencia descendente que propone el IEM (Fig. 2.1.38).

En la versión modificada de Oh (2004), que considera sólo un parámetro de rugosidad (s), el descenso con el ángulo de incidencia es adecuado a partir de 30° (Fig. 2.1.39). A ángulos menores el modelo subestima el coeficiente de retrodispersión considerablemente (hasta 3 dB).

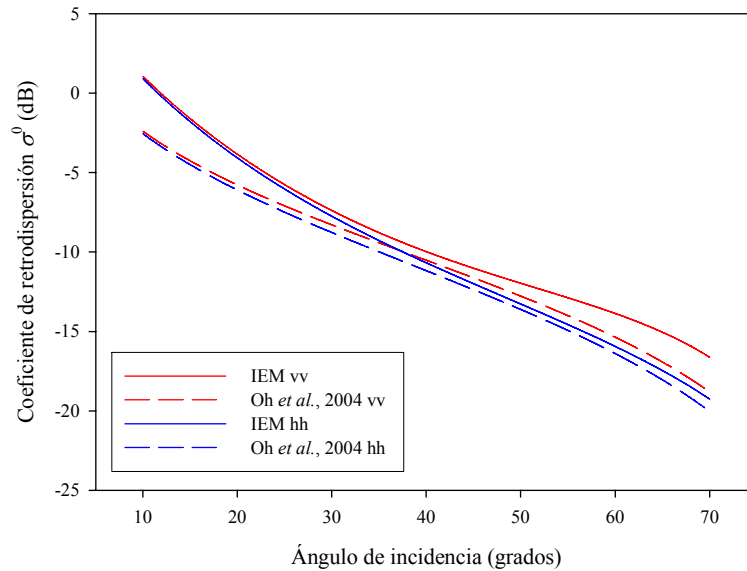


Figura 2.1.39. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia del ángulo de incidencia en σ^0

La representación de la influencia de la constante dieléctrica es adecuada pero muestra un desfase que causa una subestimación prácticamente constante del coeficiente de retrodispersión (Fig. 2.1.40).

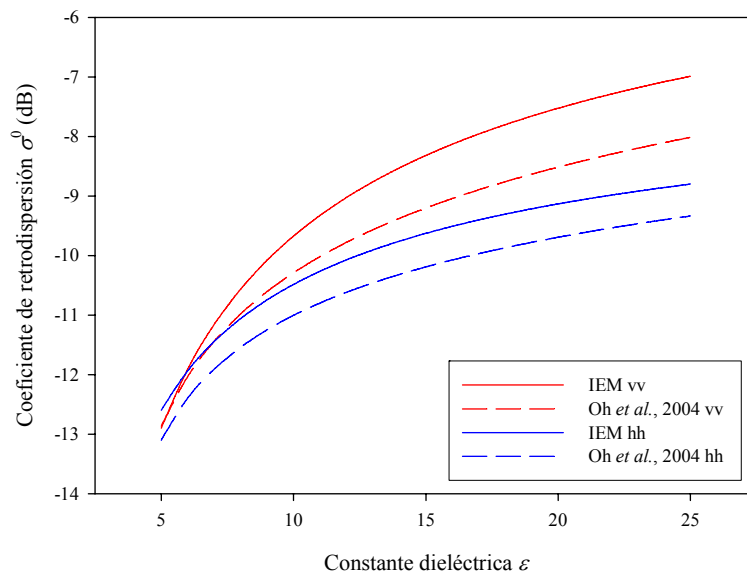


Figura 2.1.40. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia de la constante dieléctrica en σ^0

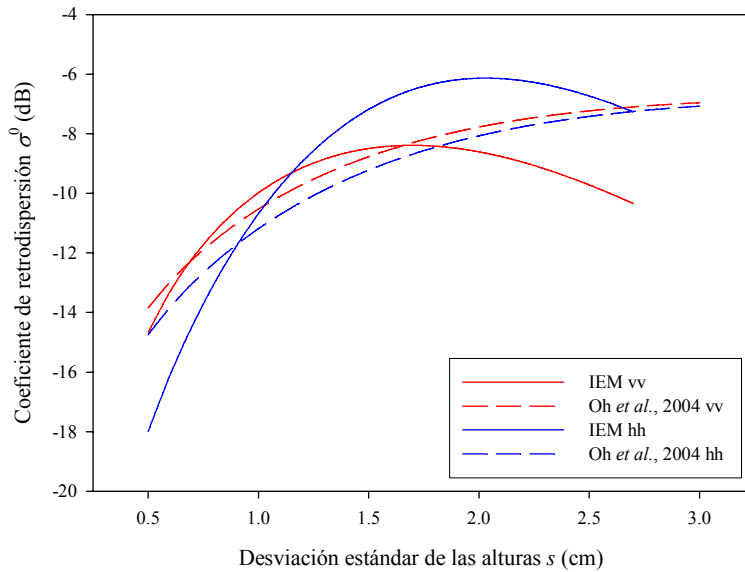


Figura 2.1.41. Comportamiento del modelo de Oh (2004) frente al IEM. Se analiza la influencia de la desviación estándar de las alturas en σ^0

Por último, la descripción de la influencia del parámetro de rugosidad s es bastante adecuada, especialmente en la polarización vertical, pero a valores altos de s el comportamiento de ambos modelos es diferente (Fig. 2.1.41).

2.1.4.7. Sumario y justificación de los modelos elegidos

El análisis comparativo realizado en esta sección sirve como herramienta de decisión a la hora de elegir qué modelo(s) se deberían emplear en una determinada aplicación.

En nuestro caso, por supuesto, se aplicará el modelo IEM, que es el que se ha considerado como referencia en el análisis y cuya formulación se considera correcta. Además, se aplicarán los modelos que presenten un buen ajuste con el IEM y que preferiblemente prescindan de alguno de los parámetros de rugosidad, ya que esto facilita de forma sustancial su inversión para la estimación de la humedad del suelo.

El modelo de Dubois *et al.* (1995) no va a ser empleado puesto que la relación entre σ^0 y ε que este modelo considera no es adecuada.

El modelo semi-empírico de Chen *et al.* (1995) se basa en el ratio de co-polarización, magnitud que en el caso de imágenes de configuración simple como RADARSAT-1 no puede ser obtenido. Además de esto, el rango de condiciones de rugosidad en la que el modelo es aplicable es reducido y en el análisis realizado muestra un comportamiento aberrante en ciertas condiciones.

El modelo semi-empírico de Shi *et al.* (1997) es aplicable, en principio, a un rango considerablemente más amplio de condiciones de rugosidad, humedad y ángulos de incidencia. Sin embargo, su aplicación para estimar directamente la humedad y el parámetro de rugosidad (S_R) requiere de observaciones co-polarizadas. En el caso de que no se disponga de este tipo de observaciones la estimación del parámetro S_R resulta complicada.

Los modelos (semi)empíricos de Oh (Oh *et al.*, 1992; Oh 1994; Oh *et al.*, 2002; Oh, 2004) muestran un funcionamiento bastante adecuado. Los que resultan más interesantes son los propuestos en 1992 (Oh *et al.*, 1992) y 2004 (Oh, 2004), dado que únicamente requieren del parámetro s de rugosidad. El modelo de 1992 no incluye la componente coherente de la retrodispersión, componente que puede ser importante en superficies poco rugosas observadas con ángulos de incidencia pequeños. Sin embargo, en condiciones en las que la reflexión coherente no es importante el modelo parece funcionar correctamente.

Por lo tanto, los modelos de retrodispersión que se emplearán en el presente estudio son el modelo IEM y los modelos (semi)empíricos de Oh *et al.* (1992) y Oh (2004).

2.1.5. CORRECCIÓN DE LA INFLUENCIA DE UNA CAPA DE VEGETACIÓN SOMERA EN LA ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE TELEDETECCIÓN RADAR

La estimación de la humedad del suelo se complica en superficies cubiertas por vegetación. En estos casos, la cubierta vegetal influye en el coeficiente de retrodispersión alterando la relación entre éste y las características de la superficie del suelo. La interacción entre la radiación y el sistema vegetación-suelo es complicada y depende tanto de la configuración de la radiación como de las características de la vegetación y del suelo. En general, el coeficiente de retrodispersión observado sobre una cubierta vegetal está compuesto por múltiples componentes fruto de interacciones de diferente tipo entre la radiación y la cubierta (Fig. 2.1.42). Se denomina interacciones de primer orden a las que se producen con el suelo o vegetación únicamente (1 y 2 en Fig. 2.1.42), interacciones de segundo orden a las del tipo suelo-vegetación o vegetación-suelo (3 en Fig. 2.1.42) e interacciones de tercer orden a las del tipo suelo-vegetación-suelo o vegetación-suelo-vegetación (4 y 5 en Fig. 2.1.42).

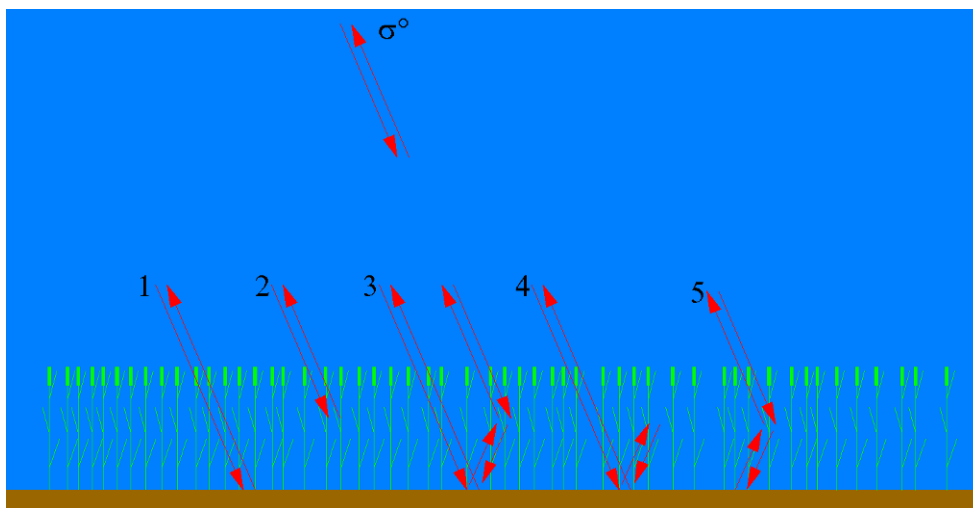


Figura 2.1.42. Interacciones que se pueden producir entre la radiación incidente y el sistema vegetación-suelo. Las diferentes interacciones que contribuyen al coeficiente de retrodispersión (σ^0) se representan como: 1 suelo, 2 vegetación, 3 suelo-vegetación o vegetación-suelo, 4 suelo-vegetación-suelo y 5 vegetación-suelo-vegetación

El coeficiente de retrodispersión observado sobre cubiertas vegetales depende de varios factores como la constante dieléctrica del material vegetal, que, a su vez, depende principalmente de su contenido de humedad (Ulaby y El-Rayes, 1987), el tamaño, forma y orientación de los elementos de la cubierta, la geometría de la cubierta (dirección de siembra, marco de plantación etc.) y las características de la superficie subyacente. Además, la configuración de la observación influye de forma determinante en la importancia relativa de los factores mencionados.

Las cubiertas vegetales que se van a estudiar en esta tesis son cultivos de cereal, lo que permite simplificar el problema significativamente. Los cultivos de este tipo, como el trigo o la cebada, tienen características morfológicas muy similares, que hacen que las diferencias entre ellos sean evidentes únicamente en sus estados finales de desarrollo. Por otro lado, su estudio es de gran interés dado que son cultivos que ocupan una parte muy importante de la superficie agrícola del planeta.

En cuanto a sus características dispersivas, los cultivos de cereal tienen un comportamiento similar entre sí. Por ejemplo las cubiertas de trigo y cebada al ser observadas mediante el sensor ERS-1/2 tienen firmas idénticas durante todo el ciclo de cultivo excepto en mayo, cuando se producen diferencias que no sobrepasan 2 dB (Saich y Borgeaud, 2000). Estas características además son diferentes de las de los cultivos de hoja ancha (Macelloni *et al.*, 2001). Una de sus características más importantes es que, debido a su fina estructura, con tallos y hojas estrechos y de longitud similar a la longitud de onda de la radiación microondas, los fenómenos de dispersión múltiple (interacciones de segundo y tercer orden) no son habituales, al menos en la banda C y bajo polarizaciones directas (Touré *et al.*, 1994; Cookmartin *et al.*, 2000).

Dos son los efectos principales que ejercen las cubiertas de cereal en el coeficiente de retrodispersión: en primer lugar, contribuyen al coeficiente de retrodispersión total retrodispersando parte de la radiación y, en segundo lugar, atenúan la componente que proviene del suelo.

La frecuencia, polarización y ángulo de incidencia son aspectos a tener muy en cuenta al observar las cubiertas de cereal. Cuanto mayor sea la frecuencia y el ángulo de incidencia, mayor será la interacción con el volumen de la vegetación y menor la componente del suelo (Mattia *et al.*, 2003a). Además, la disposición vertical de los tallos de cereal hace que la atenuación de la vegetación sea mayor en la polarización *vv* que en la *hh* (Mattia *et al.*, 2003a). En general se ha observado que cuanto más avanzado es el estado de desarrollo del cereal, la atenuación de la radiación es mayor y el coeficiente de retrodispersión observado menor, lo que contrasta con observaciones en otros cultivos como el girasol, que producen retrodispersiones más intensas a medida que crecen (Macelloni *et al.*, 2002).

Por otro lado, el estado fenológico en el que se encuentra la cubierta determina en gran medida el coeficiente de retrodispersión, habiendo una diferencia marcada entre la respuesta observada antes y después del espigado del trigo (Mattia *et al.*, 2003a). Sin embargo, en observaciones adquiridas en la banda C con ángulos de incidencia cercanos a 20° (o menores) la influencia del estado fenológico no es demasiado importante, especialmente en la polarización *hh* (Mattia *et al.*, 2003a). En estas condiciones la contribución de la vegetación al coeficiente de retrodispersión se puede considerar despreciable, con lo que se puede asumir que la vegetación solamente atenúa la respuesta del suelo (Taconet *et al.*, 1996; Mattia *et al.*, 2003a).

En definitiva, en cubiertas de cereal observadas en la banda C, polarización *hh* y ángulo de incidencia en torno a 20° los fenómenos de retrodispersión múltiple y las interacciones de tipo coherente, que pueden ser importantes en otras configuraciones, son prácticamente despreciables (Picard *et al.*, 2003) con lo que su estudio y modelado se simplifica significativamente.

Se han presentado diversos modelos que describen el coeficiente de retrodispersión sobre cubiertas vegetales. Éstos se pueden agrupar en modelos empíricos, teóricos y semi-empíricos.

2.1.5.1. Modelos empíricos

Los modelos de este tipo se han desarrollado estableciendo relaciones empíricas entre las observaciones adquiridas sobre cubiertas vegetales y variables de interés como la biomasa del cultivo o su índice de área foliar (LAI). El problema principal de estos modelos es que su validez queda limitada a las condiciones para las que se desarrollan con lo que su utilidad es reducida.

2.1.5.2. Modelos teóricos

El desarrollo de modelos teóricos se ha producido generalmente siguiendo la teoría de la transferencia radiativa y realizando diferentes aproximaciones (Ulaby *et al.*, 1986; Karam *et al.*, 1988; 1992; Fung, 1994; Touré *et al.*, 1994). En estos modelos, las cubiertas vegetales se han representado habitualmente como un conjunto de cilindros (tallos) y discos (hojas) embebidos en un semi-espacio homogéneo con una interfaz rugosa. Tal descripción permite representar de forma bastante detallada la morfología de las cubiertas, mediante parámetros que caracterizan las dimensiones de los elementos de la cubierta, su forma y posición. Este aspecto resulta muy importante, ya que se ha demostrado que la morfología de las cubiertas juega un papel determinante en la retrodispersión (Macelloni *et al.*, 2002).

También se han desarrollado modelos que tienen en cuenta la componente coherente de la retrodispersión de la vegetación, componente que en el caso de cubiertas de cereal puede ser importante a frecuencias bajas (Stiles y Sarabandi, 2000; Picard *et al.*, 2003).

La principal problemática de estos modelos reside en la compleja parametrización de la vegetación que obliga a emplear un gran número de variables para describir detalladamente las cubiertas vegetales (Touré *et al.*, 1994; Quesney *et al.*, 2000; Stiles y Sarabandi, 2000). Por lo tanto, estos modelos pueden ser herramientas excepcionales de estudio y análisis, pero su complejidad y sobre-parametrización hacen que su utilidad práctica sea reducida.

En ciertas condiciones es posible simplificar la descripción de la retrodispersión y la parametrización de la vegetación, obteniéndose, de este modo, modelos de tipo semi-empírico cuya aplicabilidad es más viable.

2.1.5.3. Modelos semi-empíricos: *Water Cloud Model*

Los modelos semi-empíricos se desarrollaron con el objetivo de describir la retrodispersión de las cubiertas vegetales de forma detallada pero simple. En 1978, Attema y Ulaby desarrollaron el modelo denominado *Water Cloud Model* (WCM), que basándose en la teoría de la transferencia radiativa, representaba la cubierta vegetal como una “nube” uniforme formada por elementos dispersores esféricos (gotas) fijados estructuralmente en la cubierta mediante materia seca (Attema y Ulaby, 1978). La principal ventaja de este modelo es que describe la vegetación mediante parámetros generales de la cubierta como su contenido de humedad por área o su índice de área foliar (LAI). Su inversión es por lo tanto sencilla (Moran *et al.*, 2004). Su aplicación

requiere del ajuste de una serie de constantes empíricas, de ahí su carácter semi-empírico.

El WCM resulta especialmente adecuado para la simulación de cubiertas de cereal (Fig. 2.1.43). A continuación se desarrolla en detalle el modelo ya que posteriormente se procederá a su aplicación.



Figura 2.1.43. Los cultivos de cereal, especialmente en sus primeros estados de desarrollo, se adecuan bien a la representación que propone el Water Cloud Model (WCM)

El WCM fue propuesto por Attema y Ulaby (1978) con el objetivo de mejorar la eficiencia de los modelos de regresión lineal sin incorporar descripciones complejas de la interacción entre la vegetación y la radiación. Sus hipótesis de partida son las siguientes:

- La retrodispersión que produce la cubierta es fruto únicamente de su volumen.
- La cubierta vegetal se representa como un medio homogéneo y horizontal formado por elementos dispersores idénticos, distribuidos de forma homogénea en todo su volumen a modo de una nube de partículas de agua.
- La dispersión múltiple entre el suelo y la cubierta se puede despreciar.
- La cubierta se puede representar adecuadamente mediante variables como su altura y la densidad de la nube, siendo esta última proporcional al contenido de humedad de la cubierta.

En este contexto, el coeficiente de retrodispersión de la cubierta se puede representar como la suma de dos componentes: una proveniente de la vegetación y otra proveniente de la superficie del suelo que es atenuada por la cubierta vegetal (Fig. 2.1.44). El coeficiente de retrodispersión observado en la cubierta σ_{can}^0 se expresa como:

$$\sigma_{can}^0 = \sigma_{veg}^0(\theta_{inc}) + \sigma_{soil}^0(\theta_{inc}) / L^2(\theta_{inc}) \quad (2.1.85)$$

donde, $\sigma_{veg}^0(\theta_{inc})$ es la contribución del volumen de vegetación al coeficiente de retrodispersión, $\sigma_{soil}^0(\theta_{inc})$ es el coeficiente de retrodispersión proveniente de la superficie del suelo y $L(\theta_{inc})$ es el factor de pérdidas por atenuación de la radiación en la cubierta

vegetal. Los valores de $\sigma_{veg}^0(\theta_{inc})$ y $L(\theta_{inc})$ se pueden calcular a partir del contenido de humedad por área de la cubierta M_V (kg m^{-2}):

$$\sigma_{veg}^0(\theta_{inc}) = A M_V \cos \theta_{inc} (1 - L^{-2}) \quad (2.1.86)$$

$$L(\theta_{inc}) = \exp\left(\frac{B M_V}{\cos \theta_{inc}}\right) \quad (2.1.87)$$

donde, A y B son dos constantes empíricas que dependen del tipo de cubierta vegetal estudiada y del tipo de radiación empleada en la observación (frecuencia y polarización). Según aumenta la frecuencia y el ángulo de incidencia la atenuación y la dispersión por el volumen de la vegetación aumentan haciendo que la contribución de la superficie del suelo sea poco significativa.

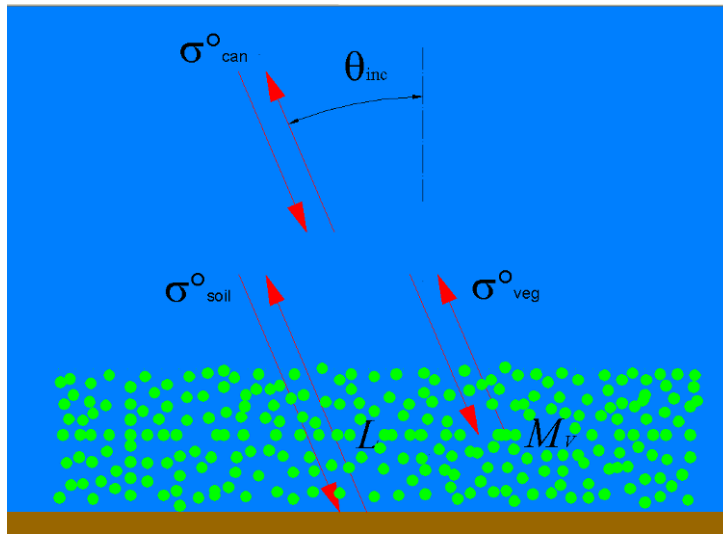


Figura 2.1.44. Esquema general del Water Cloud Model (WCM). El coeficiente de retrodispersión observado sobre una cubierta vegetal (σ_{can}^0) con un determinado ángulo de incidencia (θ_{inc}) es la suma de la contribución de la vegetación (σ_{veg}^0) y la contribución del suelo (σ_{soil}^0), que es atenuada por la vegetación mediante su factor de pérdidas (L). La principal variable que describe la cubierta es su contenido de humedad por unidad de área (M_V)

Esta formulación es similar a la solución de primer orden de la ecuación de transferencia radiativa aplicada a un medio poco denso en el que se pueden despreciar los fenómenos de dispersión múltiple. El modelo considera además las características geométricas de las cubiertas de forma implícita en los parámetros A y B que son, en principio, homogéneos para cada tipo de vegetación.

El modelo se aplicó a cultivos como alfalfa, maíz, mijo y trigo observados con un dispersómetro montado en una camioneta (Attema y Ulaby, 1978). Los resultados fueron satisfactorios en los cuatro casos.

Como se ha comentado al comienzo de esta sección, en cubiertas de cereal observadas en la banda C con ángulos de incidencia pequeños, es posible despreciar la contribución de la vegetación al coeficiente de retrodispersión $\sigma_{veg}^0(\theta_{inc})$ y asumir que la cubierta vegetal solamente tiene un efecto atenuante, con lo que:

$$\sigma_{can}^0 = \sigma_{soil}^0(\theta_{inc}) / L^2(\theta_{inc}) \rightarrow \sigma_{can}^0 = \sigma_{soil}^0(\theta_{inc}) \cdot \exp\left(\frac{-2B M_v}{\cos\theta_{inc}}\right) \quad (2.1.88)$$

Transformando el coeficiente de retrodispersión de unidades lineales (m^2m^{-2}) a decibelios (dB) obtenemos la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \sigma_{can(dB)}^0 &= 10 \log_{10}(\sigma_{can}^0) = 10 \log_{10}\left(\sigma_{soil}^0(\theta_{inc}) \cdot \exp\left(\frac{-2B M_v}{\cos\theta_{inc}}\right)\right) = \sigma_{soil(dB)}^0(\theta_{inc}) + 10 \log_{10}\left(\exp\left(\frac{-2B M_v}{\cos\theta_{inc}}\right)\right) \rightarrow \\ \sigma_{can(dB)}^0 &= \sigma_{soil(dB)}^0(\theta_{inc}) + 10\left(\frac{-2B M_v}{\ln 10 \cdot \cos\theta_{inc}}\right) = \sigma_{soil(dB)}^0(\theta_{inc}) + \left(\frac{-20B}{\ln 10 \cdot \cos\theta_{inc}}\right) M_v \end{aligned} \quad (2.1.89)$$

Aceptando que el coeficiente de retrodispersión del suelo $\sigma_{soil}^0(\theta_{inc})$ depende de forma lineal de su contenido de humedad (SM):

$$\sigma_{soil(dB)}^0 = C + D SM \rightarrow \sigma_{can(dB)}^0 = \left(\frac{-20B}{\ln 10 \cdot \cos\theta_{inc}}\right) M_v + C + D SM \quad (2.1.90)$$

donde, C y D son constantes empíricas que dependen de la rugosidad superficial y la textura del suelo (sección 2.1.3.1).

El WCM se puede usar para estimar directamente el contenido de humedad o para corregir la atenuación de la vegetación en σ^0 y emplear posteriormente otros métodos para la estimación de la humedad. La corrección de la atenuación se realiza de manera muy simple, aplicando directamente la siguiente expresión:

$$\sigma_{soil(dB)}^0(\theta_{inc}) = \sigma_{can(dB)}^0 - \left(\frac{-20B}{\ln 10 \cdot \cos\theta_{inc}}\right) M_v \quad (2.1.91)$$

Taconet *et al.* (1996) aplicaron el modelo WCM en imágenes ERS (banda C, $\nu\nu$ y $\theta_{inc}=23^\circ$) en parcelas de trigo y obtuvieron buenos resultados con los siguientes valores de los parámetros empíricos: $B = 0,101$, $C = -13,92$ y $D = 0,195$. Prevot *et al.* (1998) aplicaron el modelo de forma análoga en trigo con imágenes ERS y RADARSAT-1 (banda C, HH y 23°). Tras la calibración y validación del modelo, obtuvieron los siguientes coeficientes para la configuración de RADARSAT-1: $B = 0,138$, $C = -9,23$ y $D = 0,1513$.

Bindlish y Barros (2001) aplicaron el modelo WCM a una serie de observaciones adquiridas sobre parcelas agrícolas para corregir la atenuación de la vegetación y mejorar la estimación de la humedad. Tras corregir la atenuación de la vegetación, observaron que las estimaciones de humedad realizadas mediante el IEM mejoraban significativamente al compararlas con las estimaciones realizadas sin corregir la atenuación (Bindlish y Barros, 2000). Además, observaron que se obtenía una mejor estimación cuando se ajustaba el WCM a cada clase de vegetación de forma independiente en lugar de a todas las clases a la vez, confirmando la dependencia de los parámetros A y B de la geometría de las cubiertas. Para el trigo obtuvieron valores de $A = 0,0018$ y $B = 0,138$.

Varios autores han aplicado el modelo WCM en diferentes cultivos empleando como representación de la cubierta el índice de área foliar LAI en lugar de su humedad M_V (Prevot *et al.*, 1993; Champion *et al.*, 2000). Si bien el fundamento teórico del modelo justifica la descripción de la cubierta mediante M_V , el empleo del LAI ha sido motivado por la posibilidad de estimar esta variable a partir de imágenes radar. En el caso del cereal, cabe destacar que el contenido de humedad de su material vegetal (expresado en kg kg^{-1}) se mantiene relativamente constante hasta la senescencia, en valores en torno a $0,8 \text{ kg kg}^{-1}$ (Macelloni *et al.*, 2001), siempre que no se produzcan situaciones de estrés hídrico severo. De este modo, la magnitud M_V se puede considerar indicativa de la biomasa del cultivo, que, a su vez, está directamente relacionada con el LAI (Macelloni *et al.*, 2001).

2.1.6. OBJETIVOS

Tras presentar los fundamentos y antecedentes de la estimación de la humedad del suelo mediante teledetección radar, el objetivo principal que se persigue en este capítulo es analizar la aplicabilidad de la teledetección radar para la estimación de la humedad en una cuenca agrícola situada en Navarra, considerada representativa de zonas cerealistas habituales tanto en Navarra como en España. Asimismo, se prestará especial atención a:

- El efecto de la escala, evaluando los resultados obtenidos desde la escala puntual hasta la escala de parcela y de pequeña cuenca hidrográfica.
- La adecuación de los distintos métodos existentes hoy en día a la estimación de la humedad superficial en zonas agrícolas como las estudiadas.
- La influencia que una cubierta vegetal somera ejerce sobre las observaciones radar, y la corrección de la misma.
- La adaptación de metodologías novedosas que combinan varios modelos de retrodispersión a las condiciones particulares que se estudian en esta tesis.
- La caracterización de los parámetros de rugosidad y su eventual estimación por otras vías diferentes a la medición directa.

2.2. MATERIALES

2.2.1. ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio en la que se ha llevado a cabo el presente trabajo es una cuenca agrícola, situada en el término municipal de Villanueva de Yerri (Merindad de Estella), denominada La Tejería (Fig. 2.2.1). Las coordenadas UTM del punto de desagüe de la cuenca son x: 586.015, y: 4.732.150, huso 30T y datum ED50. Esta cuenca forma parte de la Red de Cuencas Agrarias Experimentales de Navarra, red que fue creada a partir de 1993 por el Gobierno de Navarra con el objetivo de estudiar el impacto de la agricultura en los recursos hídricos (Donézar y Del Valle Lersundi, 2001).



Figura 2.2.1. Localización de la cuenca La Tejería. Es una cuenca en forma de abanico que vierte al pantano de Alloz

La cuenca de La Tejería está orientada hacia el sudeste y vierte sus aguas al pantano de Alloz. Tiene forma de abanico y posee una superficie de 169 ha con pendientes bastante homogéneas, aproximadamente de un 12%, siendo la cota de su punto más alto de 649 m y la de su punto de desagüe de 496 m (Fig. 2.2.2).

El clima es submediterráneo húmedo, con una temperatura media anual de 13 °C y una precipitación media anual en torno a 700 o 750 mm distribuidos en unos 105 días de lluvia (Fig. 2.2.3).

La cuenca está situada sobre arcillas y areniscas del Mioceno que forman materiales de color pardo en los que dominan las arcillas y limos con intercalaciones de capas de areniscas. En el tercio occidental de la cuenca aparecen pequeñas intercalaciones de calizas arcillosas blanquecinas.

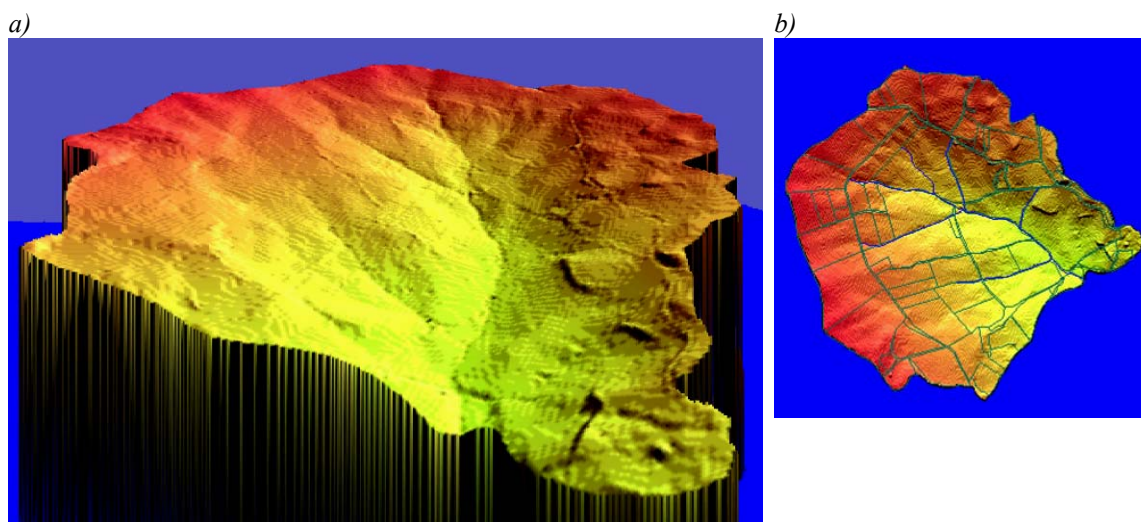


Figura 2.2.2. a) Vista tridimensional de la cuenca de la Tejería. b) Vista en planta mostrando el relieve junto con la red hidrográfica y la distribución de parcelas

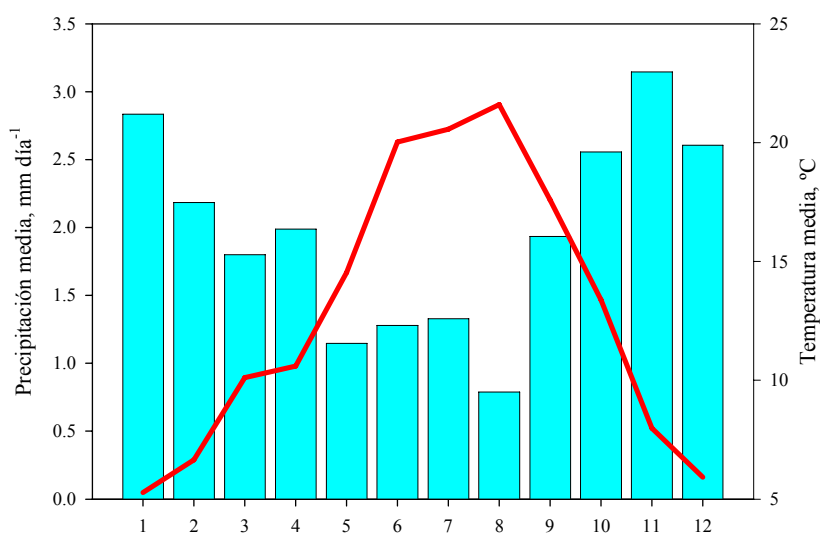


Figura 2.2.3. Evolución de la temperatura y precipitación media mensual en la cuenca de La Tejería. Gráfico elaborado a partir de datos recogidos en la estación meteorológica de la cuenca entre 1999 y 2004

Tras un detallado estudio edafológico (Gobierno de Navarra, 2000) se identificaron diez unidades de suelo (Tabla 2.2.1; Fig. 2.2.4). La unidad más abundante, *Tipic Xerorchrept*, aparece en laderas de erosión y forma suelos relativamente poco profundos (alrededor de 1 m) de textura arcillo limosa. En vaguadas y laderas de acumulación los suelos adquieren una profundidad mayor llegando a alcanzar los 2 m. Estos suelos corresponden a las series *Fluventic Xerorchrept* y *Pachic Calcixerollic Xerorchrept* y su contenido en limo es algo menor.

La cuenca se encuentra cultivada prácticamente en su totalidad, quedando los pocos restos de vegetación natural reducidos a ribazos y cauces de agua en los que se pueden encontrar ejemplares aislados de quejigo (*Quercus faginea*), chopos (*Populus nigra*) o sauces (*Salix alba*) y matorrales formados por zarzas (*Lonicero etruscae*) y rosales silvestres (*Rosetum agrestis*).

Los principales cultivos son los cereales de invierno como el trigo, la cebada o la avena. Los rendimientos medios oscilan entre los 5.500 kg ha⁻¹ en vaguadas y los 3.500 o 4.000 kg ha⁻¹ en las laderas de mayor pendiente.

Tabla 2.2.1. Características generales de las unidades de suelos presentes en la cuenca de La Tejería

Unidad	Clasificación	Geomorfología	Textura del horizonte superficial	Superficie aprox. (ha)
1	FLUVENTIC XEROCHREPT, arcillosa fina, caliza, profunda	Fondos de vaguada sobre margas con arenisca	Arcillo limosa	26,76
1F	FLUVENTIC XEROCHREPT, franca fina, caliza, profunda	Fondos de vaguada sobre margas con arenisca	Franco arcillo limosa	2,58
2	PACHIC CALCIXEROLIC XEROCHREPT, limosa fina, carbonática, profunda	Fondo de vaguada sobre margas con arenisca	Franco arcillo limosa	2,35
3	PACHIC CALCIXEROLIC XEROCHREPT, arcillosa fina, caliza, profunda	Laderas de acumulación sobre margas con arenisca	Arcillosa	6,39
4	VERTIC XEROCHREPT, arcillosa fina, caliza, profunda	Laderas de acumulación sobre margas con arenisca	Arcillo limosa	1,87
5	VERTIC XEROCHREPT, arcillosa fina, caliza, moderadamente profunda	Laderas de erosión sobre margas con arenisca	Franco arcillosa	6,46
6	TIPIC XEROCHREPT, limosa fina carbonática o arcillosa fina caliza, moder. profunda	Laderas de erosión sobre margas con arenisca	Arcillo limosa	69,38
6S	LITHIC O PARALITHIC XERORTHENT, limosa fina, carbonática, somera	Lomas y replanos sobre margas con arenisca	Franco arcillosa	11,64
7	CALCIXEROLIC XEROCHREPT, arcillosa fina, carbonática, moder. prof. o profunda	Laderas de erosión y lomas sobre calizas	Arcillo limosa	21,69
7S	PARALITHIC CALCIXEROLIC XEROCHREPT, limosa fina, carbonática, somera	Laderas de erosión y lomas sobre calizas	Franco arcillo limosa	19,78

En cuanto a la fertilización, se siguen las pautas del Instituto Técnico de Gestión Agrícola. No se recomienda el nitrógeno en siembra para cereales de invierno, y el abonado se efectúa en dos aplicaciones en cobertera: la primera hacia el estadio de cuatro hojas y la segunda al final del ahijamiento. El tipo de abono, aplicado en siembra, suele ser DAP (18-46-0) o Superfosfato 45 %. La fertilización con fósforo y potasio se realiza cada tres años, a razón de 1 UFP/100 kg de cosecha, que equivale a 165 kg DAP/ha/año, inmediatamente antes de la siembra. En general se aplican unas 150 UFN/ha/año (Casalí *et al.*, 2001).

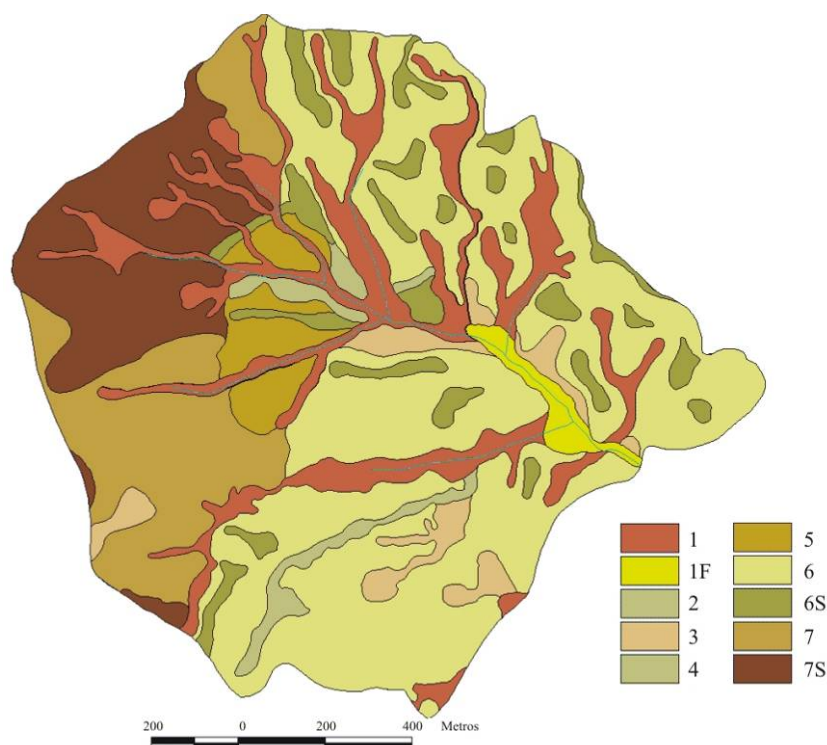


Figura 2.2.4. Distribución de las diferentes unidades de suelo presentes en La Tejería

En la primera campaña de estudio que analiza la presente tesis, entre febrero y abril de 2003, la mayoría de las parcelas presentaban un cultivo incipiente de cereal de invierno (trigo o cebada), a excepción de una parcela que se encontraba labrada y tres en las que recientemente se habían sembrado legumbres a voleo (en una habas y en las otras dos garbanzos). Además de estas parcelas, se observaron varias parcelas de pequeña extensión que no se han tenido en cuenta en el trabajo por estar cubiertas de matorral o presentar abundante maquinaria y materiales de construcción (Tabla 2.2.2; Figs. 2.2.5 y 2.2.6).

Tabla 2.2.2. Clasificación de parcelas en cuanto a su cultivo y estado superficial. La descripción de las clases se basa en observaciones realizadas en febrero de 2003

Clase	Descripción	Superficie (ha)
Cereal	Cereal de invierno (trigo o cebada) sembrado de forma convencional	126,27
Cereal compactado	Cereal de invierno (trigo o cebada) compactado con rodillo tras la siembra	17,95
Leguminosas	Garbanzos o habas sembrados a voleo en parcelas previamente compactadas	10,35
Vertedera	Labor de vertedera	1,78
Barbecho	Sin cultivar y con abundante maquinaria y materiales de construcción	0,54
Improductivo o Matorral	Zonas sin cultivar con abundante presencia de vegetación arbustiva	11,81

Entre las parcelas de cereal se diferenciaron dos tipos en función de las técnicas de laboreo empleadas en la siembra. En un primer grupo se incluyeron las parcelas sujetas a siembra convencional, en las que tras la cosecha se realiza una labor primaria generalmente con arado de vertedera, posteriormente una labor más fina con chisel o

rastra de púas y finalmente se efectúa la siembra con sembradoras convencionales de chorrillos. En el segundo grupo se clasificaron las parcelas en las que tras la siembra se efectuó una labor de compactación mediante un rodillo compactador o molón dando lugar a una superficie menos rugosa. Se consideró interesante separar las parcelas en estos dos grupos debido a la influencia de la rugosidad en la señal captada por los sensores radar.

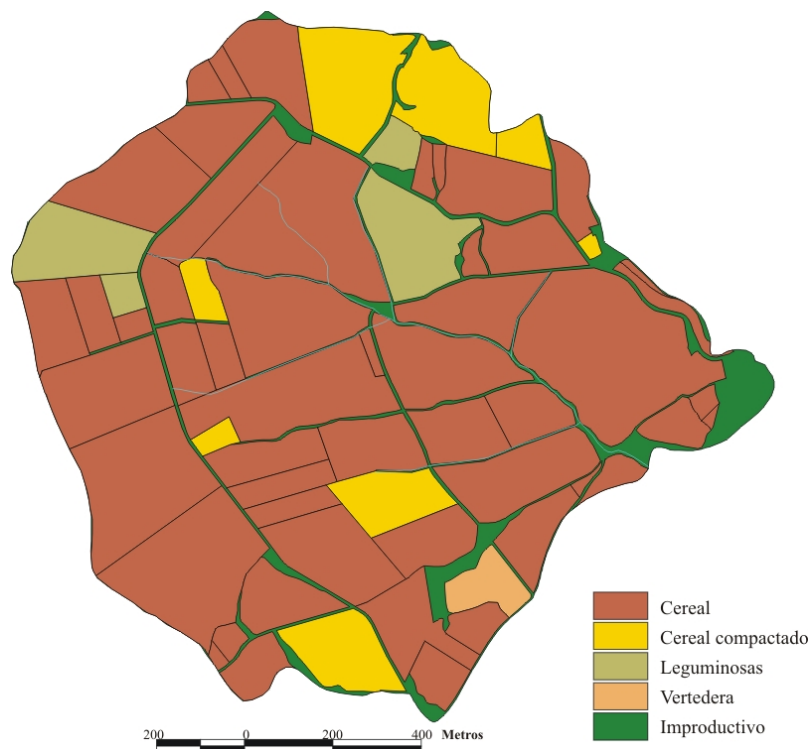


Figura 2.2.5. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería en el periodo febrero – abril 2003

En la segunda campaña experimental estudiada en este capítulo, correspondiente a septiembre de 2004, la mayoría de parcelas de la cuenca presentaban al comienzo el rastrojo del cultivo de cereal de la campaña anterior y fueron sometidas a diversas labores de preparación de suelo. Siendo una época tan dinámica, en la mayoría de parcelas se realizaron labores entre las dos adquisiciones de imágenes (3 y 22 de septiembre). El 3 de septiembre la mayoría de las parcelas se clasificaron como *Rastrojo* mientras que el día 22 no había una clase predominante y la mayoría de parcelas se encontraban cultivadas en diferente grado (Figs 2.2.7; 2.2.8; 2.2.9; Tabla 2.2.3).

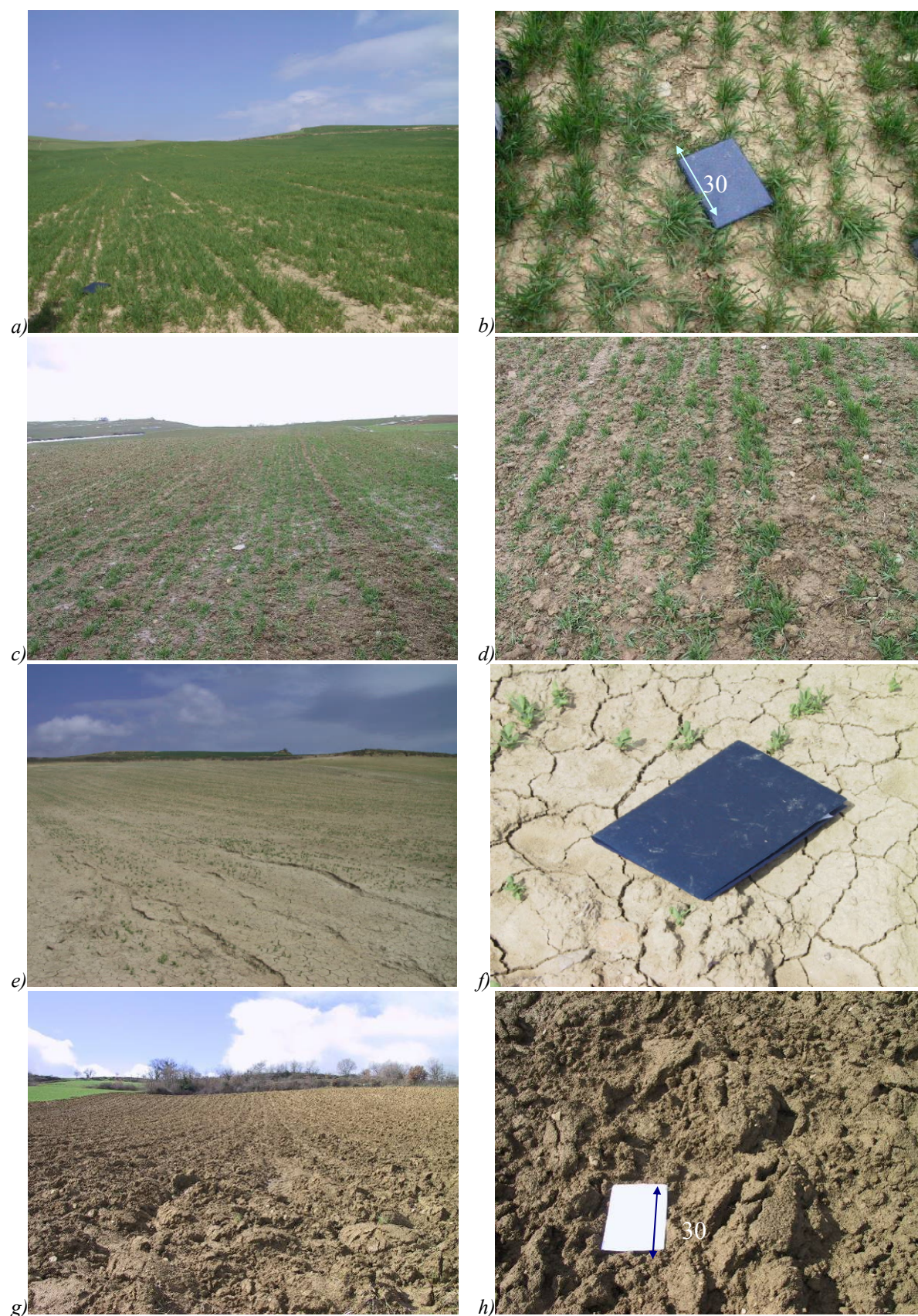


Figura 2.2.6. Fotografías de los diferentes estados superficiales hallados en la cuenca, a) y b) corresponden a la clase Cereal compactado; c) y d) corresponden a Cereal; e) y f) muestran la clase Leguminosas y g) y h) la clase Vertedera. a), b), e) y f) fueron tomadas el 23/03/03 y c), d), g) y h) el 06/03/03

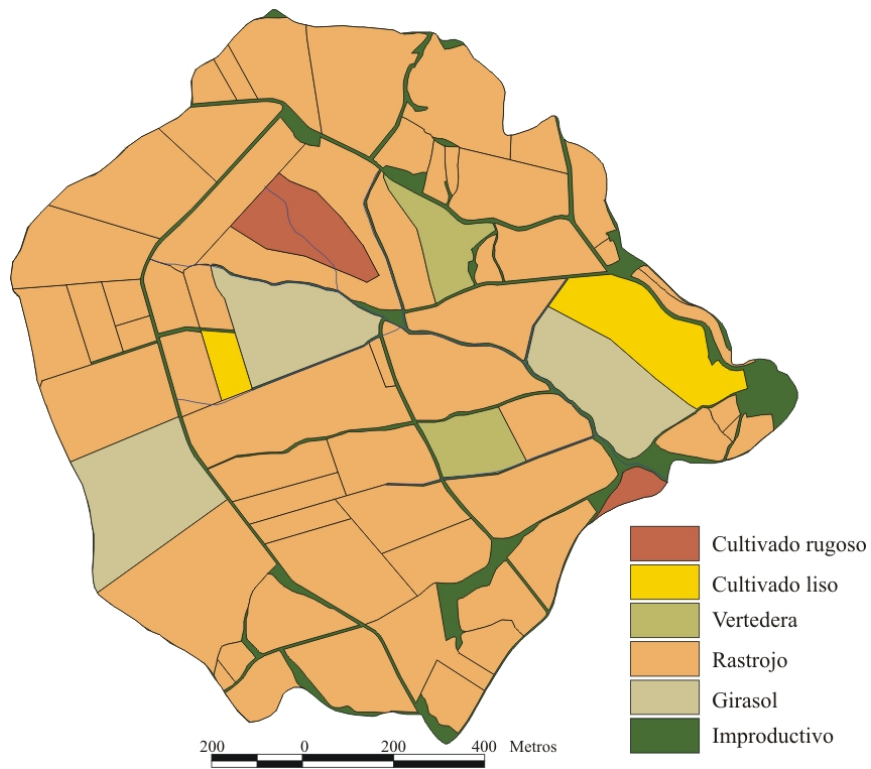


Figura 2.2.7. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería el 3 de septiembre de 2004

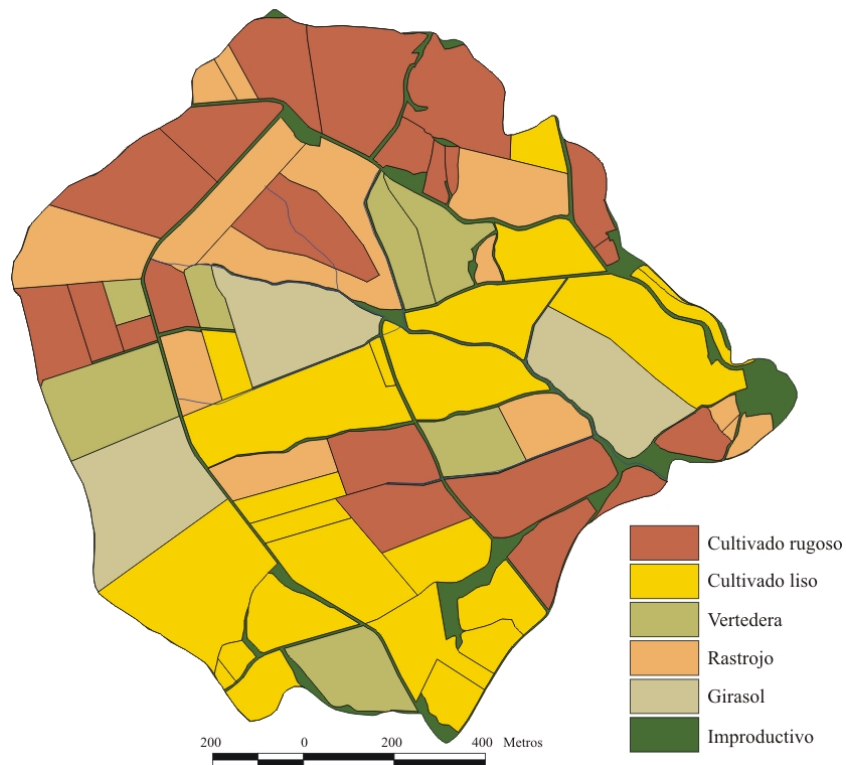


Figura 2.2.8. Distribución de las diferentes clases de cultivo observadas en La Tejería el 22 de septiembre de 2004

Tabla 2.2.3. Clasificación de parcelas en cuanto a su cultivo y estado superficial. Se indica la superficie perteneciente a cada clase en las dos fechas de adquisición de imágenes ENVISAT/ASAR

Clase	Descripción	Superficie el 03/sep/04 (ha)	Superficie el 22/sep/04 (ha)
Rastrojo	Rastrojo de cereal de la cosecha anterior	122,93	24,14
Vertedera	Labor de vertedera	4,90	16,78
Cultivado rugoso	Labor de cultivador o rastra	4,31	45,11
Cultivado liso	Labor de cultivador o rastra más fina	6,46	52,58
Girasol	Cultivo de girasol preparado para cosechar	18,12	18,12
Improductivo o Matorral	Zonas sin cultivar con abundante presencia de vegetación arbustiva	11,81	11,81

La cuenca cuenta con una estación hidrometeorológica instalada en su punto de salida que forma parte de la Red de Estaciones Meteorológicas Automáticas de Navarra y está en activo desde 1999. La estación meteorológica registra cada 10 min, de forma automática, los valores de las siguientes variables (Donézar y Del Valle de Lersundi, 2001):

- Temperatura del aire a 2 m
- Temperatura del suelo
- Humedad relativa del aire
- Insolación
- Radiación global
- Precipitación
- Velocidad del viento
- Velocidad de la racha máxima
- Dirección del viento
- Dirección de la racha máxima
- Desviación de la velocidad del viento
- Desviación de la dirección del viento

La empresa CETENASA (Centro Tecnológico de Navarra S. A.) se encarga del mantenimiento y calibración de los instrumentos de medida así como del tratamiento y procesado de los datos. Éstos están disponibles al público en la página web <http://meteo.navarra.es/>

La estación hidrológica cuenta con un vertedero de hormigón de sección en V en el que se encuentra instalado un sensor de nivel de tipo boya y contrapeso, un tomamuestras automático y un turbidímetro. Los datos de caudal provenientes de la estación hidrológica se han contrastado con aforos directos mediante molinete hidráulico y vertederos de pared delgada realizados por el Servicio de Estructuras Agrarias del Gobierno de Navarra, existiendo una gran coincidencia (Casalí *et al.*, 2001).

La estación hidrológica proporciona datos de caudal cada 10 min y de calidad de aguas de forma diaria. Las variables de calidad de aguas que se determinan son la concentración de sedimentos; concentración de nitratos, fosfatos, potasio, carbonatos, bicarbonatos, calcio, magnesio, cloruros, sulfatos y sodio (Donézar y Del Valle de Lersundi, 2001; Casalí *et al.*, 2001).

a)



b)



c)



d)



e)



f)



g)



h)



i)



j)



Figura 2.2.9. Fotografías de las diferentes clases de cultivo o estado superficial halladas en la cuenca en septiembre de 2004, a) y b) corresponden a la clase Rastrojo; c) y d) corresponden a Cultivado rugoso; e) y f) muestran la clase Cultivado fino; g) y h) la clase Vertedera e i) y j) la clase Girasol. Todas fueron tomadas el 3 y el 22 de septiembre de 2004

2.2.2. IMÁGENES DE SATÉLITE EMPLEADAS

Para la elaboración de la presente tesis se ha contado con una serie de imágenes adquiridas por el sensor RADARSAT-1 y otra serie de imágenes adquiridas por el sensor ENVISAT/ASAR. Ambos sensores junto con el sensor ERS-2/AMI son los únicos sensores radar activos en la actualidad a bordo de plataformas espaciales.

En esta sección se presentan de forma escueta las características de los sensores RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR y se describen en mayor detalle las imágenes empleadas en el presente trabajo.

2.2.2.1. Imágenes RADARSAT-1

El satélite canadiense RADARSAT-1 incorpora un sensor radar para la observación de la tierra (banda *C* 5,3 GHz, polarización *hh*). En esta tesis se procesan cinco imágenes adquiridas por este sensor en la primavera de 2003. Estas imágenes fueron financiadas por la Agencia Espacial Canadiense (CSA) en el marco del programa *Data for Research Use* cuyo objetivo consiste en facilitar imágenes para la investigación. Para optar a este programa fue necesario preparar un pequeño proyecto que, tras su correspondiente evaluación por la CSA, fue aprobado. Este proyecto de investigación responde al título: *SURFACE SOIL MOISTURE MONITORING IN AGRICULTURAL WATERSHEDS USING RADAR DATA*, código: DRU-10-02. El investigador principal del mismo es el doctorando que presenta esta tesis y sus objetivos principales eran el estudio de la estimación de la humedad en cuencas agrícolas y el análisis y evaluación de los diferentes métodos existentes para la estimación de la humedad mediante teledetección radar.

Las cinco imágenes empleadas en este estudio, son imágenes RADARSAT-1 SGF adquiridas en los modos estándar S1 y S2, cuatro de ellas en pasada descendente y una en pasada ascendente, consiguiendo un total de 5 observaciones en un periodo de aproximadamente un mes. Estas imágenes incorporan un tratamiento *multilook* de reducción de moteado de 4 *looks* y un remuestreo para lograr un tamaño de píxel de 12,5 x 12,5 m, aunque la resolución espacial de las imágenes sea de aproximadamente 25 m. Las imágenes cubren un área de cerca de 100 x 100 km que corresponden aproximadamente a 9000 x 9000 píxeles. Se seleccionaron los modos de haz S1 y S2 por ser los que proporcionan un ángulo de incidencia θ_{inc} menor y, por lo tanto, se asemejan más a la configuración óptima para la estimación de la humedad del suelo.

Las imágenes se adquirieron entre el 27 de febrero y el 2 de abril de 2003. Era preferible que las fechas de adquisición fueran anteriores, sin embargo, debido a la necesidad de programación de las adquisiciones y a la baja prioridad que tienen los proyectos DRU en la cartera de clientes de *RADARSAT INTERNATIONAL* (RSI), las fechas iniciales sufrieron diversas variaciones. Los detalles de las imágenes se resumen en la tabla 2.2.4. Las cinco imágenes cubren la zona media-norte de Navarra como se puede apreciar en la figura 2.2.10.

Tabla 2.2.4. Características generales de las imágenes RADARSAT-1 empleadas

Producto	Fecha	Hora	Órbita	Modo de Haz	Centro de la escena
RADARSAT-1 SGF	27/02/2003	6:23:10	38183 DESC	S1	42°56'N 1°42'W
RADARSAT-1 SGF	06/03/2003	6:23:02	38283 DESC	S2	42°54'N 1°29'W
RADARSAT-1 SGF	23/03/2003	6:23:09	38526 DESC	S1	42°56'N 1°43'W
RADARSAT-1 SGF	30/03/2003	6:18:57	38626 DESC	S2	42°54'N 1°28'W
RADARSAT-1 SGF	02/04/2003	17:50:22	38676 ASC	S1	42°45'N 2°03'W

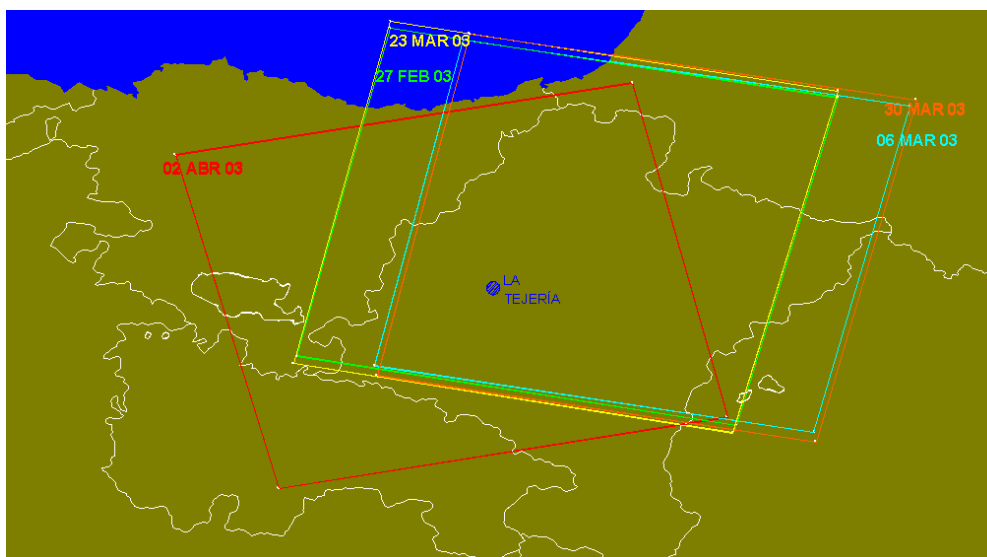


Figura 2.2.10. Extensión abarcada por las imágenes RADARSAT-1

2.2.2.2. Imágenes ENVISAT/ASAR

El satélite ENVISAT incorpora un sensor radar denominado ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) diseñado para dar continuidad a las observaciones adquiridas por sensores AMI (*Active Microwave Instrument*) a bordo de los satélites ERS-1 (entre 1991 y 2001) y ERS-2 (desde 1995 y todavía en activo).

En esta tesis se estudian dos imágenes adquiridas por ENVISAT/ASAR en septiembre de 2004. Las imágenes fueron adquiridas en el marco de un proyecto financiado por la agencia espacial europea (ESA). Dicho proyecto se engloba en la iniciativa Category-1 AO (*Announcement of Opportunity*) de la ESA. De forma similar al programa DRU de la CSA la iniciativa Category-1 tiene como objetivo el proporcionar imágenes de forma gratuita para su uso en investigación. El proyecto presentado llevaba por título *ASSESSMENT OF THE APPLICABILITY OF ENVISAT/ASAR DATA FOR IMPROVING RUNOFF AND WATER QUALITY MODELING IN AGRICULTURAL CATCHMENTS*, código 1345. El investigador principal del mismo es el doctorando que presenta esta tesis y su objetivo principal era el estudio de la incorporación de las estimaciones de humedad del suelo y rugosidad superficial obtenidas mediante ENVISAT al modelado de la escorrentía, erosión y calidad de aguas. El proyecto consta de un total de 12 imágenes ENVISAT/ASAR de polarización alterna, sin embargo, debido a problemas de programación únicamente se han adquirido dos imágenes hasta la fecha.

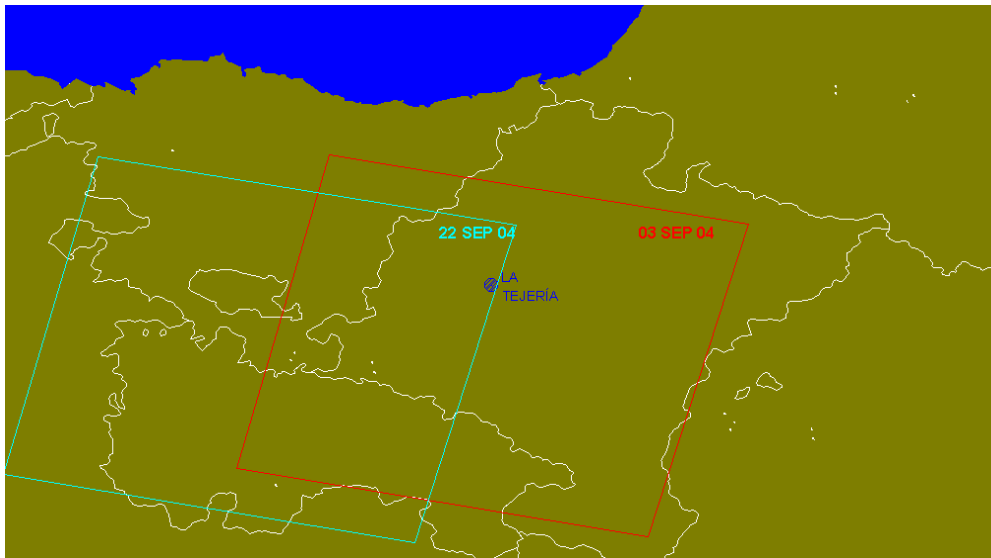


Figura 2.2.11. Extensión abarcada por las imágenes ENVISAT/ASAR

Tabla 2.2.5. Imágenes ENVISAT/ASAR empleadas

Imagen	Fecha	Hora	Órbita	Centro de la escena
ENVISAT/ASAR APP <i>hh/vv</i>	03/09/04	10:28:00	13131 DESC	42°56'N 1°94'W
ENVISAT/ASAR APP <i>hh/vv</i>	22/09/04	10:30:48	13402 DESC	42°55'N 2°64'W

Las imágenes ENVISAT/ASAR empleadas son imágenes de polarización alterna APP *hh/vv* adquiridas en la posición IS1 en modo descendente los días 03/09/04 y 22/09/04 (Tabla 2.2.5, Fig. 2.2.11). Estas imágenes fueron adquiridas con un ángulo de incidencia entre 15° y 23°, una resolución espacial de 30 m y una cobertura espacial de 100 x 100 km.

2.2.3. EQUIPOS DE MEDIDA EN CAMPO

Durante los periodos de estudio se realizaron una serie de mediciones de campo de rugosidad y humedad superficial del suelo. El objetivo de dichas mediciones fue la recolección de datos de referencia, tanto para la aplicación de los métodos de estimación de humedad comentados, como para evaluar los resultados obtenidos.

En esta sección se describen los instrumentos utilizados para la medición en campo de estas dos variables: la humedad del suelo y la rugosidad superficial.

2.2.3.1. Sonda TDR

La medición de la humedad del suelo en campo es un proceso que no está exento de dificultades. Existen diversos instrumentos que permiten medir la humedad de forma indirecta como ya se ha comentado en la introducción, y un procedimiento estandarizado para la medición directa de la humedad mediante el denominado método termogravimétrico.

Generalmente el método termogravimétrico se considera el más fiable y se usa como referencia en las habituales calibraciones de las mediciones adquiridas mediante sensores de tipo indirecto. Sin embargo, la realización de medidas de humedad mediante este método es un proceso tedioso, que requiere grandes dosis de esfuerzo y tiempo y además extremadamente delicado. Las fuentes de error asociadas al método termogravimétrico más frecuentemente mencionadas en la literatura son la definición del estado seco del suelo y el tiempo y temperatura necesarios para alcanzarlo, la posible pérdida de humedad de las muestras desde su adquisición hasta su pesada en laboratorio o los errores de pesada y la precisión de la balanza empleada.

En lo que respecta al primer aspecto, se ha aceptado como referencia el secado a 105°C durante 24 o 48 horas (Hillel, 1980). Mediante este secado, en la mayoría de suelos, se elimina el agua libre manteniendo el agua estructural y adsorbida y se evita una oxidación y descomposición excesiva de la materia orgánica del suelo (Gardner, 1986). No obstante, esta definición de suelo seco no tiene en cuenta el contenido de humedad inicial del suelo a secar o el número de muestras que se meten en la estufa ni el tamaño de ésta.

Para minimizar la pérdida de humedad en el trayecto entre la zona experimental y el laboratorio, se han diseñado unas cajas portamuestras térmicamente aisladas. Además de esto, se pueden tomar precauciones adicionales como guardar las muestras en bolsas de plástico herméticas, no dejarlas al sol y tratar de minimizar el tiempo entre adquisición y secado.

Sin embargo, la mayor dificultad de este método reside en la medición de la densidad aparente del suelo. La densidad aparente es un parámetro necesario para transformar la humedad del suelo de unidades de peso (g g^{-1}) a unidades de volumen ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$). Esta transformación es necesaria ya que los balances de agua en el suelo y otro tipo de cálculos se realizan preferentemente en unidades de volumen y, por otro lado, la

constante dieléctrica del suelo se relaciona directamente con el volumen de agua del suelo.

La medición de la densidad aparente se realiza habitualmente adquiriendo muestras *inalteradas* de suelo mediante cilindros tomamuestras de volumen conocido (denominados cilindros de Kopecky). Pero al adquirir muestras mediante estos cilindros es inevitable compactar en cierto grado el suelo y alterar las mediciones de densidad. Otra dificultad, que en determinados casos puede suponer una verdadera limitación, es la adquisición de este tipo de muestras en suelos muy húmedos o muy secos, especialmente si estos suelos son de textura fina. En muchos casos el suelo no tiene la consistencia necesaria para adquirir la muestra sin alterarla y las mediciones no son lo que idealmente debieran. Otra complicación adicional es la adquisición de muestras inalteradas en superficie en parcelas sometidas a labores de preparación de suelo.

Estas dificultades, unidas a la ya de por sí difícil caracterización de la humedad en el espacio debido a su gran variabilidad, ha hecho que para la presente tesis se utilice una sonda del tipo TDR (*Time Domain Reflectometry*) que, además de permitir adquirir un mayor número de medidas en un breve espacio de tiempo, convenientemente calibrada permite medir la humedad del suelo de una forma relativamente adecuada.

El instrumento TDR empleado es el modelo comercial TRIME-FM3 (IMKO GmBH) (Fig. 1.2.2). Se usó una sonda portátil de 3 varillas de tipo P3 (Fig. 2.2.12), sonda indicada para la medición de la humedad en superficie. Se optó por este tipo de sonda debido a la robustez de sus componentes, que permite su inserción en diferentes tipos de terreno. Además, para el caso de terrenos muy compactados y secos, el instrumento incorpora unas varillas de acero y un martillo que facilitan la realización de los surcos para una posterior inserción de la sonda sin peligro de rotura de las varillas (IMKO, 2001).

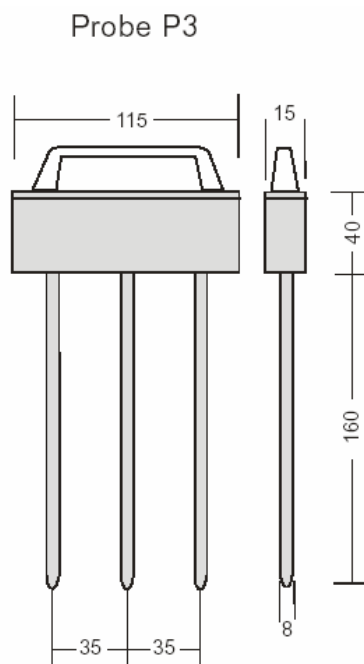


Figura 2.2.12. Dimensiones en mm de la sonda P3 de TRIME-FM3

La longitud de las varillas de la sonda es de 160 mm, lo que proporciona una profundidad de medición excesiva para el presente trabajo, ya que la profundidad de penetración de las imágenes empleadas se estima en 5-10 cm dependiendo de las condiciones locales de cada zona. Para medir la humedad correspondiente a los primeros 10 cm de suelo en la campaña RADARSAT-1 (entre febrero y abril de 2003), se insertó la sonda en el suelo de forma inclinada con un ángulo próximo a los 50° respecto a la vertical (Fig. 2.2.13). De este modo, las mediciones realizadas reflejan el estado de humedad de los primeros 10 cm de suelo.

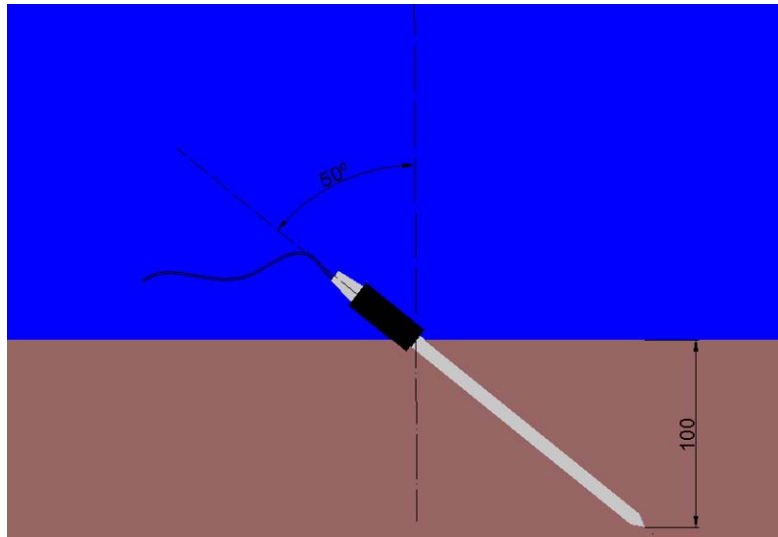


Figura 2.2.13. Inserción inclinada de la sonda P3 para medir el contenido de humedad de los primeros 10 cm de suelo

En la campaña ENVISAT (septiembre de 2004) la sonda se insertó de forma horizontal en el suelo (Fig. 2.2.14) a una profundidad de 5 cm. Previamente, mediante una pequeña azada de mano, se realizó un corte vertical en el suelo para insertar la sonda de forma horizontal.

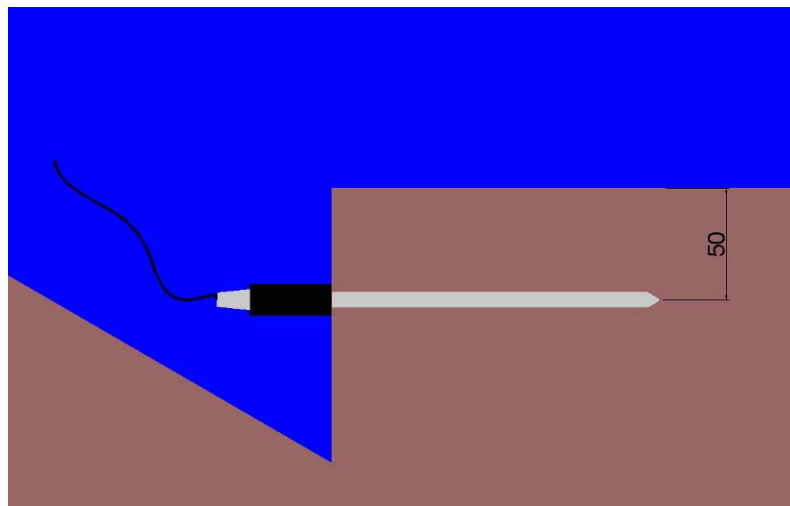


Figura 2.2.14. Inserción horizontal de la sonda P3 para medir el contenido de humedad de los primeros 10 cm de suelo

La inserción horizontal de la sonda es, en principio, una forma más adecuada de medir la humedad por varias razones. En primer lugar, la inserción de la sonda se hace de

forma más fácil y segura, especialmente en casos en los que la superficie se encuentra endurecida. Además, el volumen de suelo efectivo que detecta o analiza la sonda se ajusta más a la franja superficial de 10 cm que en el caso anterior. Y por último, se evitan posibles distorsiones con la superficie que se podrían producir en el caso de la inserción inclinada.

La medición de la humedad del suelo mediante el instrumento TDR TRIME-FM3 se realiza de forma fácil y rápida. El instrumento necesita unos 5-10 segundos para tomar cada medida y con la batería completamente cargada tiene autonomía suficiente para realizar unas 300 medidas. El principal inconveniente que presenta es que no tiene capacidad de almacenamiento de las medidas, que deben ser anotadas de forma manual.

El instrumento empleado proporciona directamente una lectura de la humedad del suelo calculada mediante un polinomio de tercer grado similar a la ecuación de Topp (Topp *et al.*, 1980) ajustado para una gran variedad de suelos y tomando como referencia un valor de densidad aparente del suelo (ρ_b) de $1,4 \text{ g cm}^{-3}$. Por lo tanto, si se efectúan medidas de humedad en suelos con densidades aparentes diferentes a $1,4 \text{ g cm}^{-3}$ éstas deben ser corregidas mediante la siguiente ecuación (IMKO, 2001):

$$SM_{\text{corregida}} = SM_{\text{TDR}} - (12,12 \cdot \rho_b - 17,05) \quad (2.2.1)$$

Por otro lado, el instrumento TDR fue calibrado en laboratorio. Para la calibración, se tomó suelo de la cuenca estudiada, que se secó en un horno a 105°C hasta peso constante. Con este suelo se crearon ocho muestras en recipientes herméticos a las que se añadieron diferentes volúmenes de agua para crear unas condiciones de humedad de control determinadas: $0,00 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,05 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,10 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,15 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,20 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,25 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, $0,30 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ y $0,35 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$. Estas muestras se dejaron estabilizar 24 horas y, posteriormente, se tomaron tres lecturas con el TDR y se calculó la media.

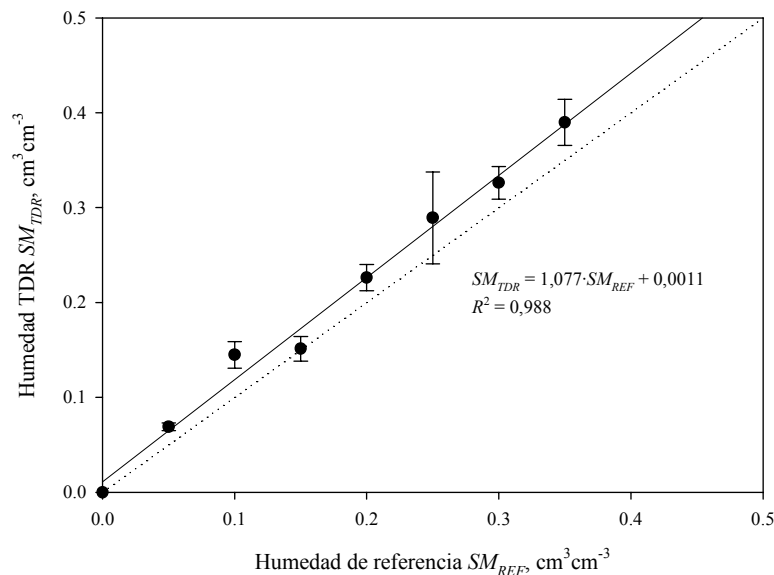


Figura 2.2.15. Resultados de la calibración de laboratorio del instrumento TDR

Los resultados (Fig. 2.2.15) muestran que el TDR sobreestima ligeramente la humedad del suelo. La tendencia observada muestra un alto grado de correlación ($R^2 = 0,988$) por

lo que se considera que la calibración es válida. Por consiguiente, las mediciones de humedad realizadas con el TDR se corrigieron mediante la siguiente ecuación:

$$SM_{calibrada} = 0,928 \cdot SM_{corregida} - 0,011 \quad (2.2.2)$$

2.2.3.2. Perfilómetro de varillas para la medición de la rugosidad superficial

Para la medición de la rugosidad se emplearon dos perfilómetros diferentes. Los perfilómetros son instrumentos que permiten adquirir perfiles de la superficie del suelo de forma detallada. El procesamiento de los perfiles adquiridos mediante estos instrumentos permite calcular los parámetros de rugosidad superficial de interés.

El primer perfilómetro que se empleó fue un perfilómetro de varillas originalmente diseñado para la medición de secciones de surcos de erosión y cárcavas efímeras (De Santisteban *et al.*, 2003) (Fig. 2.2.16).

El perfilómetro tiene una longitud de 1 m y un paso o espaciado entre varillas de 2 cm. Las varillas se deslizan hasta la superficie del suelo a través de un bastidor de aluminio sujeto a una plancha de aluminio graduada que sirve de referencia.

El proceso de medición es muy simple. Se transporta el perfilómetro hasta la localización en la que se quiere adquirir un perfil, después se quitan las anillas de seguridad que sujetan el bastidor en la parte superior del instrumento y las varillas caen por su propio peso hasta hacer contacto con la superficie del suelo. Una vez instalado el perfilómetro se toma una fotografía de la medición, se recogen las varillas levantando el bastidor y se ponen las anillas de seguridad para transportar el instrumento a la posición en la que se quiera tomar el siguiente perfil.

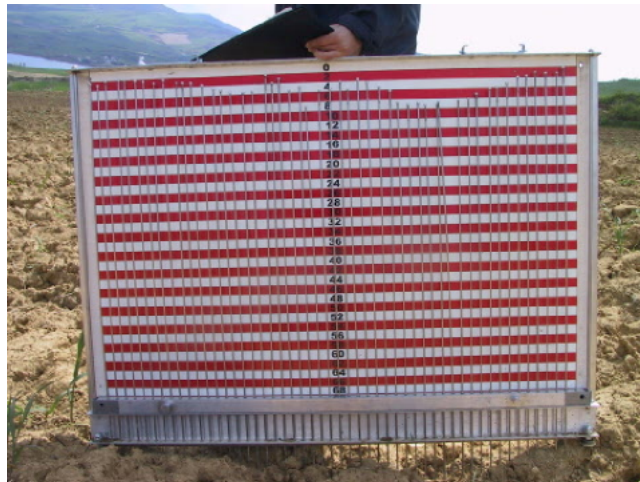


Figura 2.2.16. Perfilómetro de varillas empleado para la medición de la rugosidad superficial

Las fotografías adquiridas en formato digital se corrigen para minimizar sus distorsiones geométricas y se digitaliza el extremo superior de las varillas, que reflejan el perfil del suelo (Fig. 2.2.17).

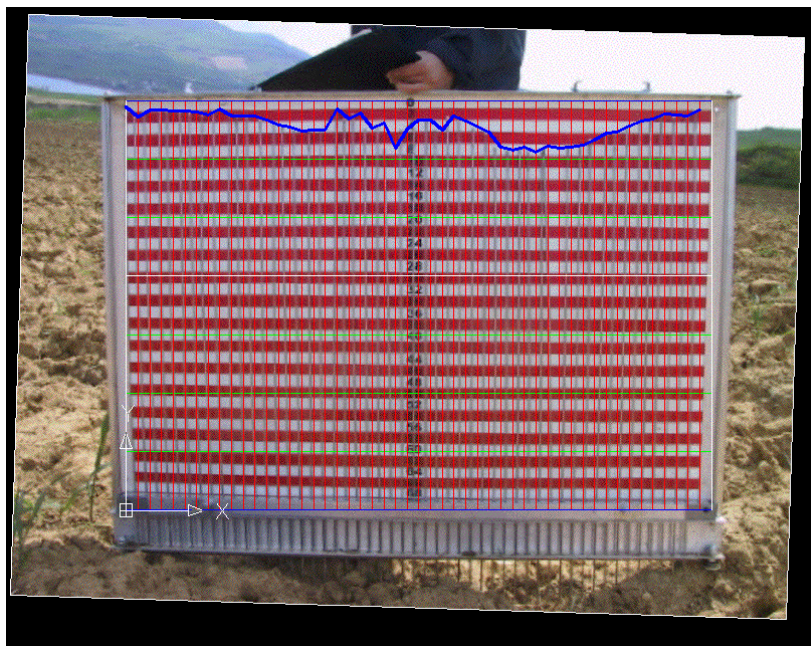


Figura 2.2.17. Fotografía de un perfil corregida geométricamente y con el perfil digitalizado

Una vez obtenidos los datos de las alturas que forman el perfil, se elimina cualquier tendencia que pueda ser fruto de la pendiente del terreno o rugosidad orientada, y se calculan los parámetros de rugosidad s y l .

Las principales ventajas de este tipo de perfilómetros son su sencillez, su bajo precio, su manejabilidad y su robustez. Estas características hacen que este tipo de instrumentos sean fáciles de usar y puedan ser adquiridos sin requerir grandes inversiones. Por otro lado, la rapidez del proceso de adquisición de los perfiles hace que sean útiles en casos en los que hay que tomar un gran número de perfiles en poco tiempo.

Sus inconvenientes son varios. La rapidez del proceso de adquisición de perfiles contrasta con lo pesado que resulta el procesado de los datos. Asimismo, en la digitalización, al ser un proceso manual, siempre se incurre en errores de mayor o menor grado que son difícilmente evaluables. Por otro lado, al existir contacto físico entre las varillas y la superficie del suelo estudiada, no es posible tomar medidas de forma repetida y, lo que resulta más grave, puede ocurrir que las varillas se claven o penetren en el suelo haciendo que las mediciones sean erróneas.

Por último, el inconveniente más limitante de este perfilómetro está en que su longitud (1 m) y su intervalo de medida (2 cm) no son lo suficientemente adecuados para la correcta medición de la rugosidad superficial. Varios autores han investigado la relación entre la longitud de los perfiles empleados para medir la rugosidad y la magnitud y variabilidad de los parámetros medidos. En estos estudios se ha observado que es preferible emplear perfiles de longitud mayor. En nuestro caso, se ha optado por tomar un gran número de perfiles para intentar compensar esta limitación.

En cuanto al intervalo de medida, Ulaby *et al.* (1986) recomiendan que el intervalo de medida de los perfiles de rugosidad para aplicaciones radar debe ser aproximadamente 1/10 de la longitud de onda de la radiación empleada por el sensor, lo que en nuestro caso equivaldría a 0,5 cm. Este tema será tratado en mayor profundidad en el capítulo tres de esta tesis.

2.2.3.3. Perfilómetro láser para la medición de la rugosidad superficial

Analizadas las limitaciones del perfilómetro de varillas, en el marco de la presente tesis doctoral se diseñó y fabricó un perfilómetro láser (Fig. 2.2.18). Este perfilómetro permite adquirir perfiles de hasta 5 m de longitud con un intervalo de muestreo de 0,5 cm, lo que, a priori, proporciona unas mediciones de rugosidad más adecuadas y fiables.

El perfilómetro láser se describe en mayor profundidad en el capítulo tercero de esta tesis. En esta sección únicamente se comentarán las características más importantes del mismo, el proceso de adquisición de perfiles, su procesamiento y las ventajas e inconvenientes de dicho instrumento.

El perfilómetro láser consta de una barra de aluminio que se apoya en dos trípodes y sobre la que se desliza un carro motorizado que porta un distanciómetro láser. A medida que se va desplazando a lo largo del perfil, el distanciómetro realiza mediciones de la distancia hasta la superficie del suelo que se almacenan de forma automática en un dispositivo de almacenamiento de datos (Fig. 2.2.18).

El distanciómetro incorporado es el modelo *DME2000* de la firma *SICK*,. Su resolución vertical es de 1 mm y su rango máximo de medición es de 2,047 m, lo que permite emplear el perfilómetro en el caso de suelos excepcionalmente rugosos e incluso para medir otros fenómenos como canales de erosión y cárcavas de tamaño medio. El tiempo de medición del sensor es de 29 ms, lo que, a una velocidad de desplazamiento del carro de 4 cm s⁻¹, permite obtener una resolución horizontal es de 1,25 mm. Sin embargo, se considera suficiente una resolución de 5 mm con lo que por cada lectura se promedian 4 mediciones del sensor aumentando de este modo la fiabilidad del valor final medido.



Figura 2.2.18. Perfilómetro láser instalado en campo

El proceso de adquisición de los perfiles es algo más complicado que con el perfilómetro de varillas. Una vez transportados los componentes que forman el instrumento a la localización que se desea medir, se procede a la instalación del aparato. Para ello, en primer lugar se montan los trípodes y se ensambla el perfil de aluminio a los mismos. El ensamblaje se realiza mediante unas uniones de tipo rótula que posibilitan su posterior nivelación. Acto seguido, se inserta el carro motorizado y se conecta al dispositivo de alimentación y al de almacenamiento de datos. Antes de comenzar a medir, se nivelan tanto los trípodes como el perfil de aluminio para cerciorarse de que estén horizontales.

Una vez adquirido un perfil, su procesamiento es rápido y sencillo. El dispositivo de almacenamiento de datos se conecta a un ordenador portátil o PC y mediante una

herramienta se descarga en formato de texto. Tras descargar el perfil, se realiza una corrección para eliminar el efecto de la deformación por pandeo de la barra de aluminio. Los detalles de esta corrección se incluyen en el capítulo tercero de la tesis. Por último, se elimina cualquier tendencia en los datos fruto de la pendiente del terreno y se calculan los parámetros de rugosidad.

Las principales ventajas del perfilómetro láser son la posibilidad de adquirir perfiles de longitud considerable y con una densidad de muestreo muy elevada. El instrumento, además, realiza las mediciones con gran precisión y sin dar pie a errores de interpretación, como ocurre en la digitalización de los perfiles fotografiados. Otra gran ventaja es la rapidez con la que se pueden procesar los datos adquiridos, así como el hecho de que no exista contacto físico alguno con la superficie, lo que permite aplicar este perfilómetro a estudios de la evolución temporal de la rugosidad, etc.

El perfilómetro láser también tiene una serie de inconvenientes que deben ser mencionados. El primero de ellos radica en el hecho de que el haz láser no diferencia entre la superficie del suelo y otros elementos como residuos vegetales, hojas o tallos, con lo que su uso queda en principio sujeto a condiciones de suelo desnudo. Además, inclemencias meteorológicas como la precipitación o los fuertes vientos pueden dañar el aparato o alterar las mediciones. El aparato es bastante robusto, pero varios de sus componentes deben ser manejados con cuidado. La instalación del perfilómetro en campo es delicada y lenta. Asimismo, sus dimensiones y peso hacen que su transporte sea pesado. Por último, hay que mencionar su elevado coste, que hace que un instrumento de este tipo no sea accesible a todo tipo de instituciones.

2.3. METODOLOGÍA

2.3.1. MEDICIONES DE CAMPO

En esta tesis se estudian dos campañas de adquisición de imágenes. La primera, corresponde a imágenes RADARSAT-1 adquiridas en la primavera de 2003, y la segunda a imágenes ENVISAT/ASAR adquiridas en septiembre de 2004. En ambas campañas se realizaron una serie de mediciones de campo que fueron ligeramente diferentes en un caso y en otro. En esta sección se describirán de forma diferenciada las mediciones de campo realizadas en cada campaña.

2.3.1.1. Campaña RADARSAT-1

Durante el periodo de adquisición de imágenes RADARSAT-1 se realizaron diversas mediciones de campo. Se midió tanto la humedad del suelo como su rugosidad superficial. Además de esto, se caracterizó la cubierta vegetal de las parcelas de cereal mediante una serie de mediciones de referencia y una imagen LANDSAT 7 ETM+. En los siguientes apartados se detalla el muestreo y procedimiento de medición seguido en cada caso.

A. MEDICIONES DE HUMEDAD DEL SUELO

La medición de la humedad del suelo se realizó en las fechas en las que tuvo lugar la adquisición de las imágenes mediante el instrumento TDR TRIME-FM3. De forma adicional, se tomaron medidas de densidad aparente mediante la adquisición de muestras inalteradas de suelo en superficie por medio de cilindros de Kopecky.

Las medidas de densidad aparente se adquirieron de forma aleatoria a lo largo de la cuenca durante los días de medición de la humedad. En total se adquirieron 245 medidas repartidas por los diferentes tipos de suelo y clases de cultivos. El valor medio de la densidad aparente en la cuenca era de $1,391 \text{ g cm}^{-3}$ con una desviación típica de $0,14 \text{ g cm}^{-3}$. El análisis de la varianza (ANOVA) de la densidad aparente no revela diferencias significativas en la densidad de las diferentes unidades de suelo, que son similares en cuanto a sus características físicas se refiere (Gobierno de Navarra, 2000). Sin embargo, se observan diferencias significativas entre las diferentes clases de cultivo, debidas aparentemente a las diferentes labores empleadas en cada caso. En la tabla 2.3.1 se resumen los valores medios de la densidad aparente y su desviación típica para cada clase de cultivo.

Las mediciones de humedad tomadas con el instrumento TDR se corrigieron mediante la ecuación 2.2.1 empleando el dato de densidad aparente correspondiente a la clase en la que se encuentra el punto de medición.

La medición de la humedad del suelo en la cuenca se realizó mediante un muestreo aleatorio estratificado (Petersen y Calvin, 1986). Este tipo de muestreo implica dividir

la población a muestrear en subpoblaciones, o estratos, de características homogéneas respecto a la variable a determinar, para posteriormente tomar medidas de forma aleatoria en cada estrato. Su ventaja respecto al muestreo aleatorio convencional reside en que permite estudiar las diferencias entre las subpoblaciones y además permite calcular la media de la población de forma más fiable. La elección de las variables o criterios empleados para subdividir la población en estratos es un aspecto importante. En nuestro caso esta elección se basa en el conocimiento que se tiene a priori de la variabilidad de la humedad en respuesta a parámetros del terreno como el tipo de suelo, el relieve o la cobertura vegetal. La precipitación no se toma como un criterio de estratificación ya que se considera homogénea a lo largo de la cuenca debido a su pequeño tamaño.

Tabla 2.3.1. Valores de densidad aparente medios (ρ_b) y su desviación típica para las diferentes clases de cultivos. Se incluye también el número de mediciones realizadas para cada clase (N)

Clase	N	ρ_b media (g cm ⁻³)	Desviación típica (g cm ⁻³)
Cereal	148	1,379	0,147
Cereal compactado	44	1,427	0,114
Leguminosas	36	1,468	0,136
Vertedera	17	1,473	0,115

Aunque el relieve sea un factor de gran influencia en la variabilidad de la humedad del suelo, en nuestro caso tampoco será un criterio a tener en cuenta dado que es muy homogéneo a lo largo de toda la cuenca. Por lo tanto, las variables que se han tenido en cuenta para realizar la estratificación han sido el tipo de suelo y la clase de cultivo, haciendo referencia esta última tanto a la cobertura vegetal como a la rugosidad o al manejo llevado a cabo en cada parcela. La estratificación según estas dos variables subdivide la cuenca en 30 estratos en los que ambas variables se mantienen homogéneas.

Posteriormente, se realizó una discretización o pixelización de los diferentes estratos en celdas, o píxeles, de 30 x 30 m que conforman las diferentes unidades de muestreo. Se estableció el tamaño de píxel en 30 m de forma arbitraria por ser similar a la resolución de las imágenes RADARSAT-1 empleadas. Tras realizar la división en celdas, se desecharon las celdas mixtas que presentaban varios estratos y se consideraron únicamente las celdas puras (pertenecientes a un único estrato) y las mixtas con un estrato claramente mayoritario. Con estas celdas, se realizó un muestreo aleatorio, en el que se muestreó el 3% de las celdas totales de cada estrato. En el caso de estratos minoritarios con poblaciones pequeñas en las que el 3% de la población fuese inferior a la unidad se muestreó una celda para asegurar su representación. En total se muestrearon 60 celdas cada día de adquisición de imágenes. En cada una de estas 60 celdas se tomaron un mínimo de tres mediciones de humedad con el TDR separadas algunos metros entre sí.

Además de esto, se seleccionaron 16 parcelas como parcelas de control. En estas parcelas de control se midió la humedad en al menos tres celdas. El área de estas celdas era superior a 1 ha, valor recomendado para reducir la influencia del moteado (*speckle*) de las imágenes radar y obtener una variabilidad en el coeficiente de retrodispersión en torno a $\pm 0,25$ dB (Wooding *et al.*, 1993). Estas parcelas de control se toman como referencia para el estudio de la estimación de la humedad a escala de parcela. De estas

16 parcelas, 11 corresponden a la clase *Cereal*, 2 a la clase *Cereal compactado*, 2 a la clase *Leguminosas* y 1 a la clase *Vertedera* (Fig. 2.3.1).

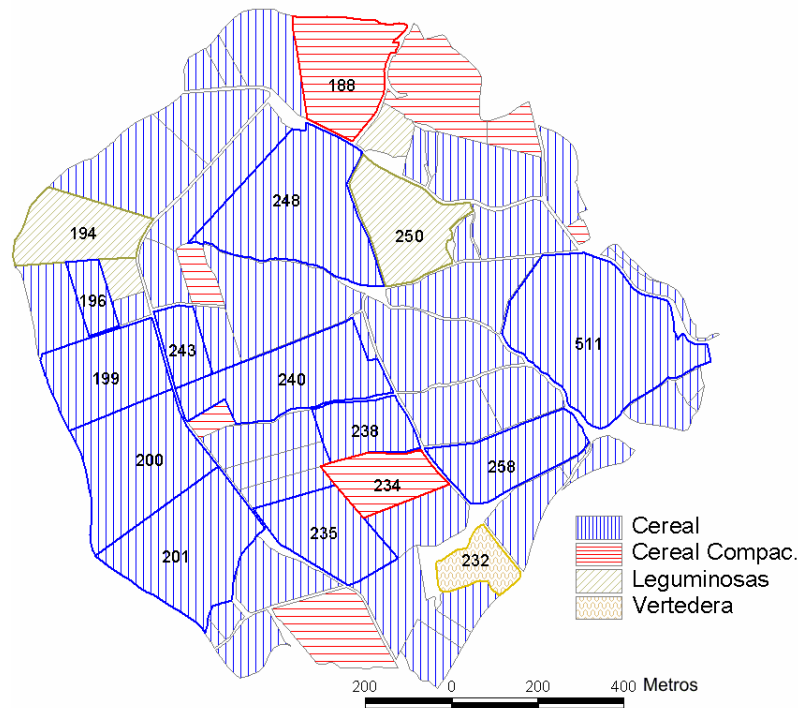


Figura 2.3.1. Parcelas de control en la campaña RADARSAT-1. Se muestran en línea gruesa y se indica su identificador catastral

El análisis de los datos de humedad medidos cada día refleja los valores promedio para la cuenca que pueden observarse en la tabla 2.3.2.

Tabla 2.3.2. Valores de humedad medios de la cuenca y su desviación típica tras corregir y calibrar las mediciones realizadas con TDR

Fecha	Humedad media (cm ³ cm ⁻³)	Desviación típica (cm ³ cm ⁻³)
27/02/03	0,362	0,042
06/03/03	0,316	0,038
23/03/03	0,162	0,039
30/03/03	0,311	0,024
02/04/03	0,260	0,032

En el diagrama de cajas (Fig. 2.3.2) se puede observar que los valores de humedad medidos en la cuenca responden a los eventos de precipitación. Las dos primeras fechas de medición muestran condiciones de humedad alta que responde a las precipitaciones antecedentes. Tras un periodo de dos semanas sin precipitación en la tercera fecha la cuenca muestra unas condiciones significativamente más secas. Posteriormente, se registran varios eventos de precipitación de carácter moderado que hacen que en las dos últimas fechas el contenido de humedad de la cuenca se incremente.

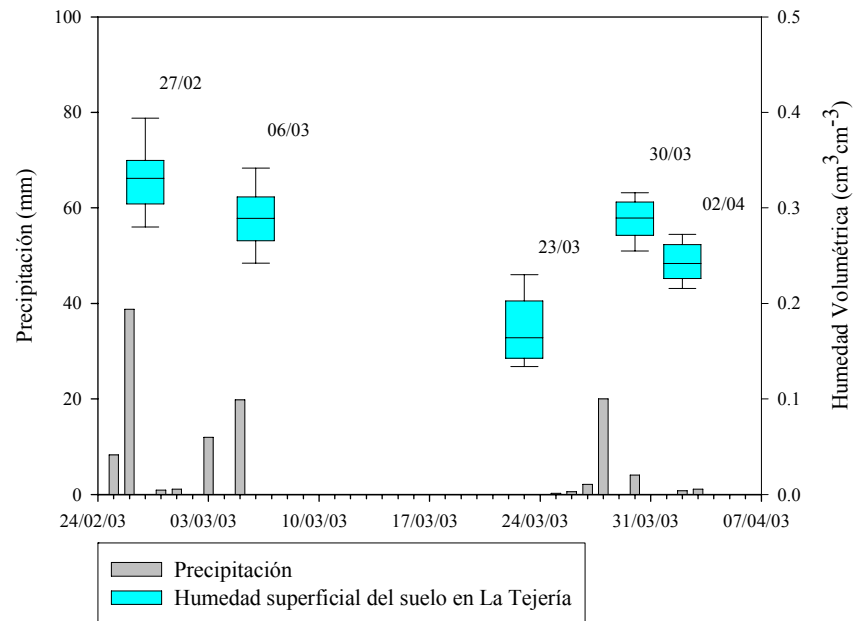


Figura 2.3.2. Diagrama de caja que muestra las mediciones de humedad realizadas en la cuenca. Se observa que la humedad medida responde a la precipitación antecedente

En cuanto a las parcelas de control, los valores de humedad en las diferentes fechas de medición se muestran en la tabla 2.3.3.

Tabla 2.3.3. Valores de humedad medios para cada parcela de control tras corregir y calibrar las mediciones realizadas con TDR

Clase	Parcela	Humedad media ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)				
		27/02/03	06/03/03	23/03/03	30/03/03	02/04/03
Cereal	196	0,329	0,244	0,139	0,281	0,229
	199	0,391	0,295	0,205	0,321	0,270
	200	0,282	0,279	0,197	0,285	0,236
	201	0,330	0,314	0,170	0,300	0,215
	235	0,348	0,280	0,189	0,273	0,241
	238	0,361	0,267	0,130	0,271	0,231
	240	0,357	0,330	0,204	0,298	0,269
	243	0,286	0,284	0,152	0,296	0,228
	248	0,356	0,311	0,155	0,283	0,273
	258	0,308	0,260	0,166	0,282	0,230
	511	0,336	0,280	0,174	0,276	0,228
Cereal compactado	188	0,340	0,245	0,165	0,283	0,256
	234	0,360	0,318	0,214	0,298	0,242
Leguminosas	194	0,358	0,295	0,128	0,256	0,235
	250	0,385	0,349	0,226	0,303	0,266
Vertedera	232	0,272	0,257	0,172	0,271	0,211

B. MEDICIONES DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL

En este apartado, se describen las mediciones de rugosidad superficial realizadas para su empleo en la posterior estimación de la humedad a partir de imágenes radar. Aunque

varios de los aspectos aquí adelantados se tratan más en profundidad en el capítulo 3, es necesario introducirlos en esta sección. El objetivo de las mediciones de rugosidad aquí descritas no es más que la obtención de los parámetros de rugosidad necesarios para el empleo de los diferentes modelos de retrodispersión.

La rugosidad superficial se midió mediante el perfilómetro de varillas anteriormente descrito. El muestreo realizado es un muestreo aleatorio simple, ya que se considera que el único factor que influye en el estado de rugosidad de la superficie es el tipo de laboreo realizado, que se corresponde con las diferentes clases de cultivo consideradas. De este modo, se adquieren una serie de perfiles de forma aleatoria en parcelas pertenecientes a cada clase de cultivo. El número de perfiles adquirido en cada clase se encuentra relacionado con la superficie que ocupa cada una.

La componente de la rugosidad superficial que influye en el coeficiente de retrodispersión σ^0 es la rugosidad aleatoria, mientras que la componente orientada puede modificar el ángulo de incidencia local (Ulaby *et al.*, 1986). La dirección de labrado de cada parcela se midió con una brújula (Fig. 2.3.3). Cabe destacar que el patrón de labrado era claramente visible en la clase *Vertedera*, mientras que en la clase *Cereal* el patrón no era claro y la dirección de labrado se identificó generalmente gracias a la presencia de las plantas de cereal. En las clases *Cereal compactado* y *Leguminosas* la compactación con rodillo eliminaba cualquier patrón de labrado.

Los perfiles se adquirieron tanto en paralelo como en perpendicular respecto a la dirección de labrado. En la clase *Vertedera* sólo se procesaron los perfiles adquiridos en paralelo.

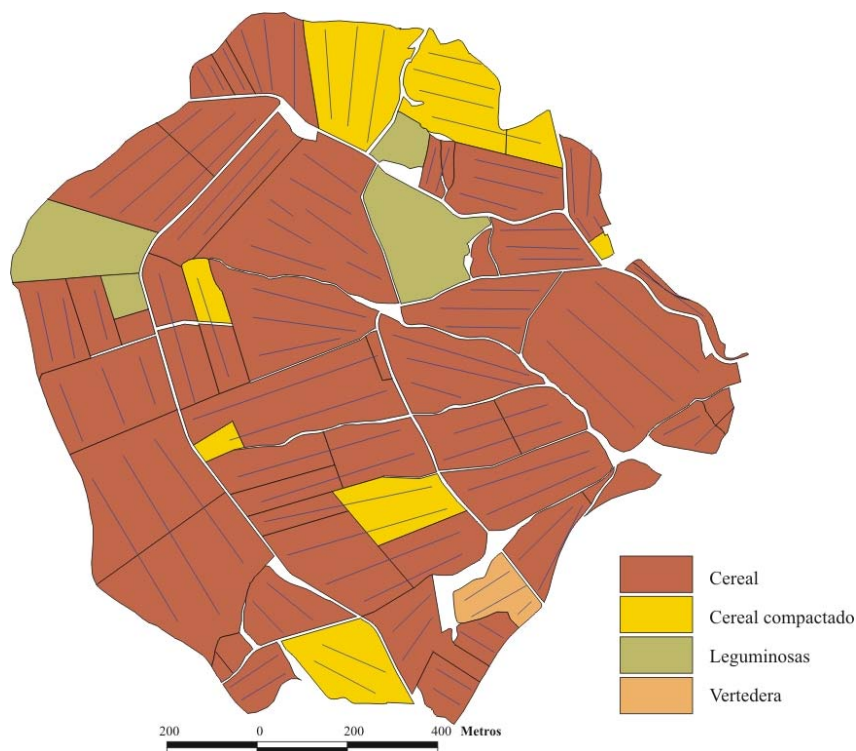


Figura 2.3.3. Diagrama indicando la dirección de labrado de cada parcela

En la clase *Cereal* el patrón de labrado no era claramente identificable. Estudios realizados por otros investigadores en condiciones similares de rugosidad y con

observaciones adquiridas en la banda *C*, polarización *hh* y ángulos de incidencia pequeños ($< 25^\circ$), demuestran que en estas condiciones el patrón de labrado no influye significativamente en el coeficiente de retrodispersión (Rakotoarivony *et al.*, 1996; Zribi *et al.*, 1997; Baghdadi *et al.*, 2002a). Sin embargo, la influencia del patrón de labrado ha demostrado ser importante en superficies labradas con labores primarias profundas (Sano *et al.*, 1998) especialmente cuando son observadas bajo ángulos de incidencia grandes (Beaudoin *et al.*, 1990).

Para confirmar la hipótesis de que la dirección de labrado no influye en el coeficiente de retrodispersión, se puede hacer una sencilla comprobación. Si la dirección de labrado tuviese influencia en el coeficiente de retrodispersión, los valores de las observaciones sobre parcelas cuya dirección de labrado es perpendicular a la dirección de observación serían mayores a los de las parcelas con dirección paralela (Ulaby *et al.*, 1986). Por lo tanto, representando los valores de σ^0 de cada parcela de la clase *Cereal* (cuya determinación se detalla más adelante en este capítulo) en función del ángulo β entre la dirección de labrado y la de observación (Fig. 2.3.4) puede analizarse si existe alguna tendencia.

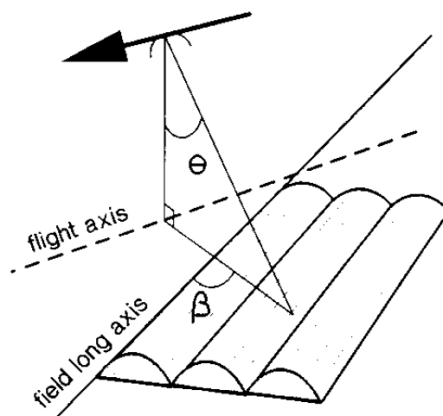


Figura 2.3.4. Representación de la geometría de la observación en parcelas agrícolas con una estructura de labrado clara. θ es el ángulo de incidencia y β el ángulo entre la dirección de observación y la de labrado

La representación de la relación entre σ^0 y β se ha realizado para cada imagen asumiendo que las diferencias entre el contenido de humedad de las diferentes parcelas no son importantes para este análisis (Fig. 2.3.5).

En la Figura 2.3.5 se puede observar que el ángulo β no influye de forma significativa en σ^0 , ya que no se aprecia ninguna tendencia clara. Por consiguiente, se puede aceptar la hipótesis de que en las parcelas de la clase *Cereal* la dirección de cultivo no influye en σ^0 en las condiciones de observación del presente trabajo.

En las clases *Cereal*, *Cereal compactado* y *Leguminosas* se consideró la rugosidad como un fenómeno isotrópico aleatoriamente variable y se adquirieron perfiles en paralelo y perpendicular a la dirección del cultivo. Los perfiles adquiridos se procesaron según el procedimiento estándar propuesto por Davidson *et al.* (2003) para calcular los parámetros de rugosidad s y l . En primer lugar se eliminó cualquier tendencia fruto de la pendiente del terreno y se calculó la desviación estándar de las alturas de los perfiles s , primer parámetro empleado para caracterizar la rugosidad. El valor medio de s para

cada clase se calculó como la media aritmética de los valores de s medidos en esa clase (Tabla 2.3.5).

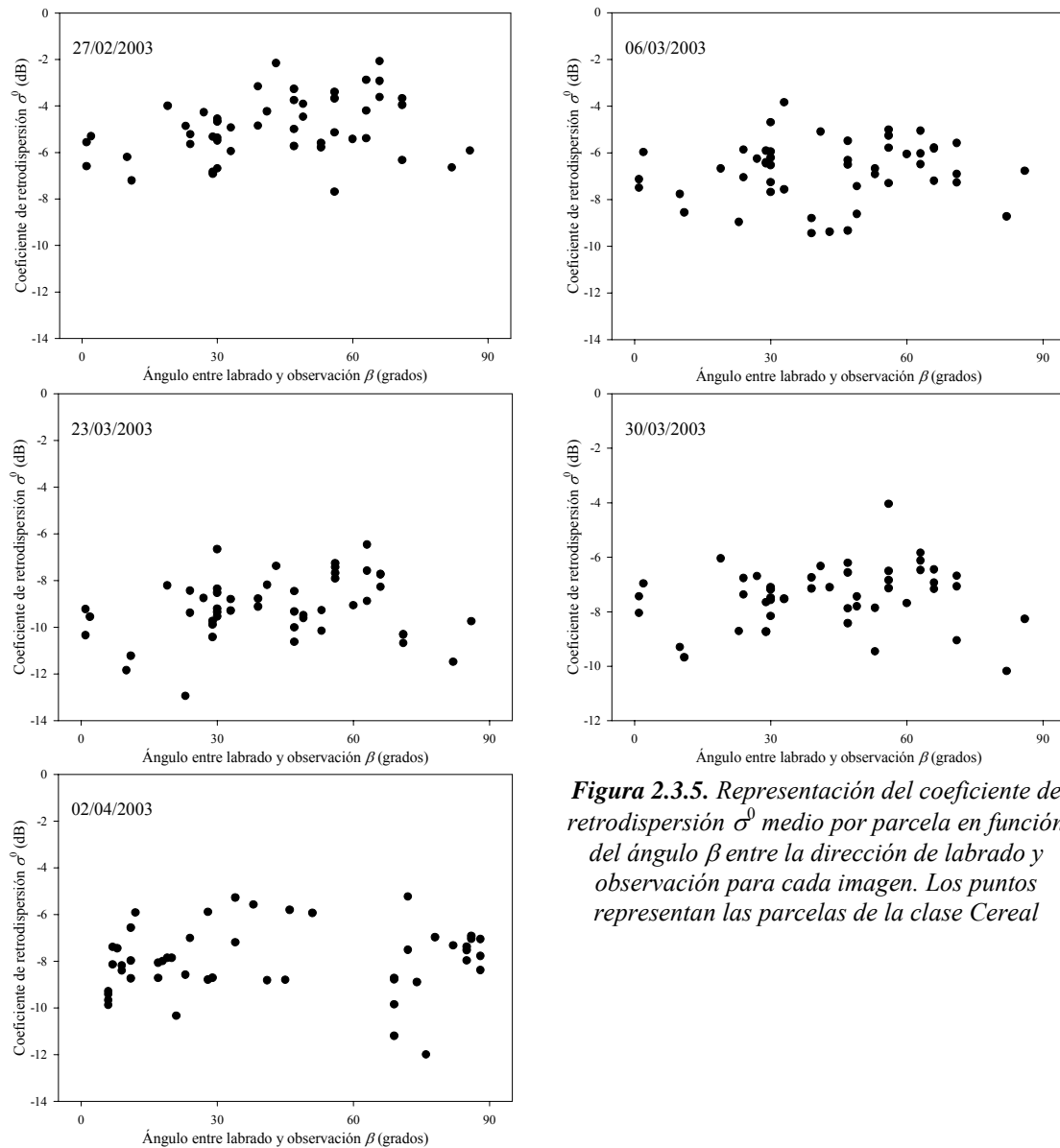


Figura 2.3.5. Representación del coeficiente de retrodispersión σ^0 medio por parcela en función del ángulo β entre la dirección de labrado y observación para cada imagen. Los puntos representan las parcelas de la clase Cereal

Posteriormente, se calculó la función de autocorrelación $\rho(x)$ de cada perfil, de la que se extrae la longitud de autocorrelación l , segundo parámetro de interés. Para calcular el valor medio de l para cada clase, es preciso determinar antes la función de autocorrelación media de cada clase (Fig. 2.3.6) para, a partir de ella, extraer el valor de l . Como se puede apreciar en la figura 2.3.6 la variabilidad en las funciones de autocorrelación de cada clase es muy alta.

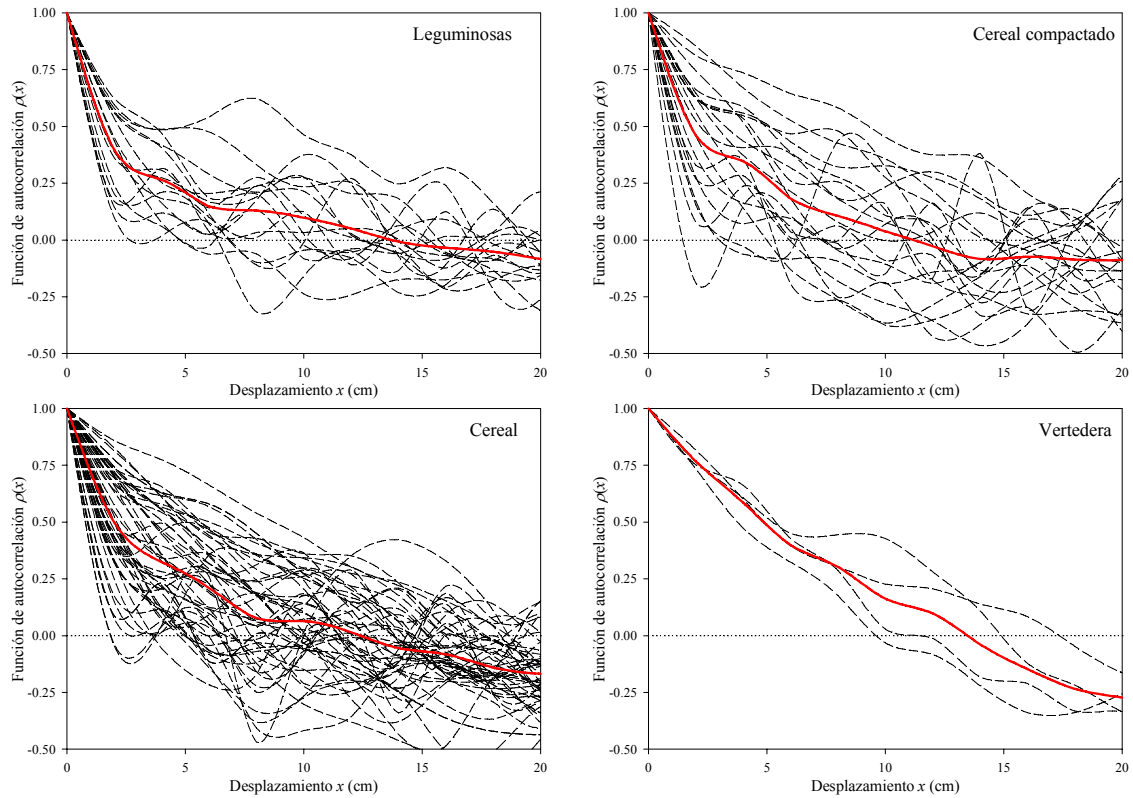


Figura 2.3.6. Funciones de autocorrelación medidas para cada perfil y representadas según su clase. En rojo se muestra la función de autocorrelación media. Se observa una gran variabilidad especialmente en las clases Cereal y Cereal compactado

La forma de la función de autocorrelación es también un parámetro importante de cara a la aplicación de modelos de retrodispersión. Estos modelos describen la autocorrelación como una función exponencial o gaussiana. En superficies agrícolas, la función de autocorrelación se suele ajustar mejor a la función exponencial (Wegmüller *et al.*, 1994). En este estudio se calculó el grado de ajuste entre la función de autocorrelación media de cada clase y su correspondiente función exponencial o gaussiana mediante la raíz del error medio cuadrático (*rmse*):

$$rmse = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\rho_e(i) - \rho_t(i))^2}{N-1}} \quad (2.3.1)$$

donde, $\rho_e(i)$ es la función de autocorrelación experimental calculada para cada punto i , $\rho_t(i)$ es la función de autocorrelación teórica, que puede ser exponencial o gaussiana y N es el número de datos de altura.

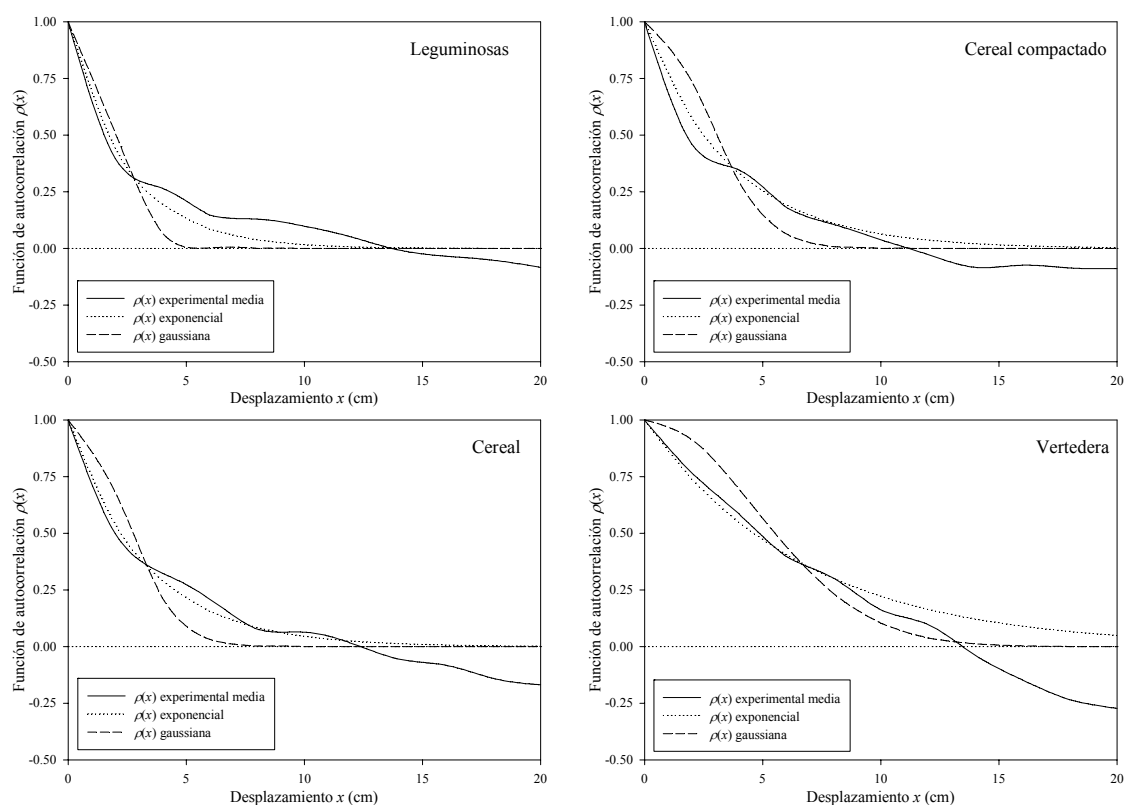


Figura 2.3.7. Funciones de autocorrelación medias de cada clase con su correspondiente función exponencial y gaussiana. Se puede observar que el ajuste es mejor en el caso de la función exponencial, especialmente en el caso de las clases Cereal y Vertedera

En las cuatro clases de rugosidad estudiadas la función de autocorrelación media mostraba un mejor ajuste a la función de tipo exponencial, confirmando lo observado anteriormente por otros investigadores (Fig. 2.3.7 y Tabla 2.3.4).

Tabla 2.3.4. Error cuadrático medio (rmse) entre la función de autocorrelación media de cada clase y la función exponencial y gaussiana respectivamente. Se han empleado datos hasta un desplazamiento de 10 cm en este cálculo

Clase	rmse exponencial	rmse gaussiana
Leguminosas	0,0721	0,1409
Cereal compactado	0,0532	0,1441
Cereal	0,0346	0,1316
Vertedera	0,0338	0,0934

Los valores medios de s y l para cada clase, su desviación estándar y coeficiente de variación (CV) pueden observarse en la tabla 2.3.5.

Tabla 2.3.5. Parámetros de rugosidad (s y l) medios observados para cada clase junto con su desviación estándar y coeficiente de variación (CV). También se muestra el número de perfiles de cada clase

Clase	N	s media (cm)	Desv. std. s (cm)	CV s (%)	l media (cm)	Desv. std. l (cm)	CV l (%)
Leguminosas	16	0,474	0,089	18,776	2,436	2,836	116,420
Cereal compactado	20	0,889	0,268	30,146	3,621	3,263	90,113
Cereal	48	1,046	0,341	32,600	3,492	2,631	75,344
Vertedera	4	2,568	0,723	28,154	7,410	2,354	31,768

El parámetro s se diferencia bastante claramente de una clase a otra excepto en el caso de las clases *Cereal* y *Cereal compactado* y toma valores similares a lo observado por otros autores (Tabla 2.3.6). El parámetro l toma valores similares a los observados por otros autores para longitudes de perfil similares, pero la diferenciación entre clases no es clara debido a la alta dispersión de los datos (Fig. 2.3.8). El coeficiente de variación (CV) de l es marcadamente superior al de s sobre todo en el caso de superficies poco rugosas. Este fenómeno ha sido observado por otros investigadores (Borgeaud *et al.*, 1995; D’Haese *et al.*, 2000) y constata la baja estabilidad del parámetro l y su reducida aptitud para diferenciar superficies con diferentes grados de rugosidad.

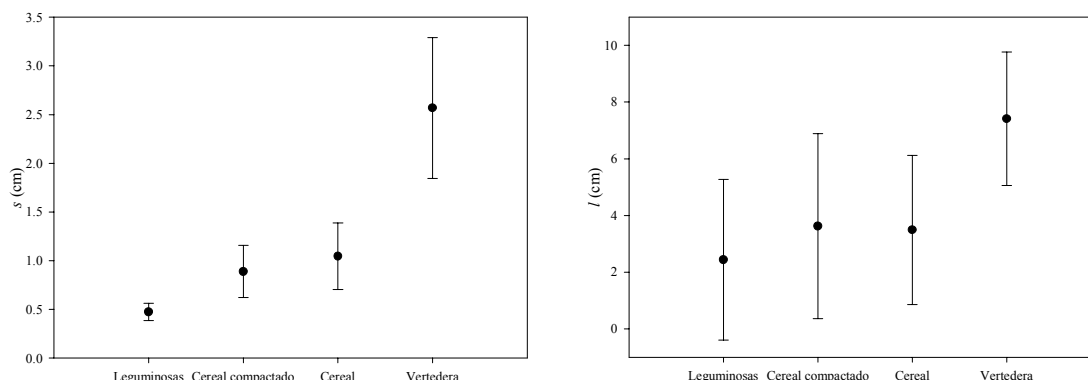


Figura 2.3.8. Gráficos mostrando los valores medios de los parámetros de rugosidad (s y l) y, en barras de error, su desviación estándar. Se puede apreciar que la separabilidad de las clases es bastante clara en el caso del parámetro s pero no así en el caso de l

Tabla 2.3.6. Valores de los parámetros de rugosidad s y l (en cm) medidos por otros investigadores sobre diferentes condiciones de cultivo y laboreo. Dos valores separados por “-” indican los valores mínimo y máximo observados. En el resto se indica el valor medio de cada clase. En algunos casos se detalla la desviación estándar tras un “ \pm ”

Referencia	Compactado		Cereal		Arroz		Cultivado		Vertedera	
	s	l	s	l	s	l	s	l	s	l
Rakotoarivony <i>et al.</i> , 1996			0,80– 1,50	2,30– 3,40					2,70	8,70
Zribi <i>et al.</i> , 1997			0,55– 0,92	2,51– 12,68					0,97– 3,77	6,10– 8,10
Davidson <i>et al.</i> , 2000a	0,80 $\pm 0,20$	2,70 $\pm 0,80$	1,00 $\pm 0,30$	2,90 $\pm 0,80$			1,70 $\pm 0,30$	4,40 $\pm 0,70$	3,50 $\pm 0,60$	6,10 $\pm 1,00$
Davidson <i>et al.</i> , 2000b					0,64	5,40				
Bindlish and Barros, 2000			0,56– 1,18							
Davidson <i>et al.</i> , 2003			0,60 $\pm 0,30$	3,70 $\pm 2,60$			1,60 $\pm 0,70$	3,80 $\pm 2,90$	2,70 $\pm 1,00$	6,90 $\pm 2,70$

C. CARACTERIZACIÓN DE LA CUBIERTA VEGETAL

La estimación de la humedad del suelo, mediante teledetección radar, en superficies con una cubierta vegetal desarrollada se complica, tal y como se ha explicado en la introducción. En el caso de cubiertas de cereal poco desarrolladas, caso que ahora nos ocupa, la influencia de la cubierta vegetal se puede estudiar mediante el WCM. Los principales parámetros para caracterizar la cubierta vegetal que requiere este modelo

son su índice de área foliar (LAI) y su contenido de humedad por unidad de superficie (M_V). Taconet *et al.* (1996) indican que se pueden realizar estimaciones de estos parámetros mediante mediciones de campo e interpretación agronómica o mediante índices de vegetación obtenidos a partir de imágenes de teledetección ópticas.

Durante la campaña experimental no se realizaron mediciones de campo de los parámetros de vegetación en la cuenca de *La Tejería*. Tales mediciones no se llevaron a cabo por el gran volumen de trabajo que supone una caracterización detallada de la vegetación en la cuenca, sumado a la ya laboriosa caracterización de la humedad y rugosidad del suelo.

En lugar de realizar mediciones *in situ*, se contó con una serie de mediciones de campo tomadas en una zona experimental cercana en la que, en fechas coincidentes, se realizaba un experimento sobre el crecimiento del trigo. Además de estas mediciones de referencia, se procesó una imagen Landsat 7 ETM+ adquirida sobre Navarra el 17 de marzo de 2003.

El procedimiento seguido para estimar el parámetro M_V en cada parcela de cereal y para cada fecha de adquisición de imágenes RADARSAT-1 se basa en la hipótesis de que las mediciones de referencia y su evolución temporal eran representativas de las condiciones medias de la cuenca. Además, se consideró que las diferencias en la cubierta vegetal entre las diferentes parcelas de la cuenca se podían representar adecuadamente mediante sus diferencias en la imagen Landsat 7 del 17 de marzo.

En este apartado se describe el procedimiento seguido para caracterizar la cubierta vegetal en las diferentes parcelas de la cuenca y en cada fecha de adquisición de imágenes RADARSAT-1. En primer lugar se describen en detalle las mediciones de referencia y se justifica su empleo. Además, se describe la imagen LANDSAT 7 empleada y su procesamiento. Por último, se detalla el procedimiento seguido para interpolar los parámetros de la vegetación y se discute la validez del procedimiento.

– Mediciones de referencia de los parámetros de vegetación

En el periodo entre noviembre de 2002 y julio de 2003 se llevó a cabo un ensayo sobre fertilización del trigo cuyo objetivo principal era el estudio de la lixiviación y el balance de nitrógeno en el suelo (Arregui *et al.*, 2005).

El ensayo se realizó en las parcelas experimentales de la finca de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos (ETSIA) de la Universidad Pública de Navarra (UPNA). Las coordenadas UTM de la zona del ensayo son x: 612.067 m e y: 4.738.834 m (datum ED-50, huso 30, zona T), y su altitud es de 500 m. Los suelos de la zona son de textura fina (arcillo limosa) y se clasifican como *Calcixerollic Xerochrept*.

El clima de la zona del ensayo es submediterráneo húmedo, muy similar al de la cuenca de La Tejería. Los datos meteorológicos recogidos en la estación meteorológica de Pamplona – Larrabide durante el periodo de estudio son similares a los de La Tejería (Fig. 2.3.9). La temperatura, insolación y velocidad de viento recogidas en ambas estaciones son muy similares. El volumen de precipitación recogido en La Tejería es mayor que el recogido en Pamplona, siendo las diferencias evidentes a partir de febrero de 2003. No obstante, la diferencia, de aproximadamente 150 mm, observada entre

ambas estaciones al final del periodo de cultivo no es excesivamente importante, dado que en ambas estaciones la precipitación recogida era suficiente para asegurar un desarrollo normal del cultivo de cereal.

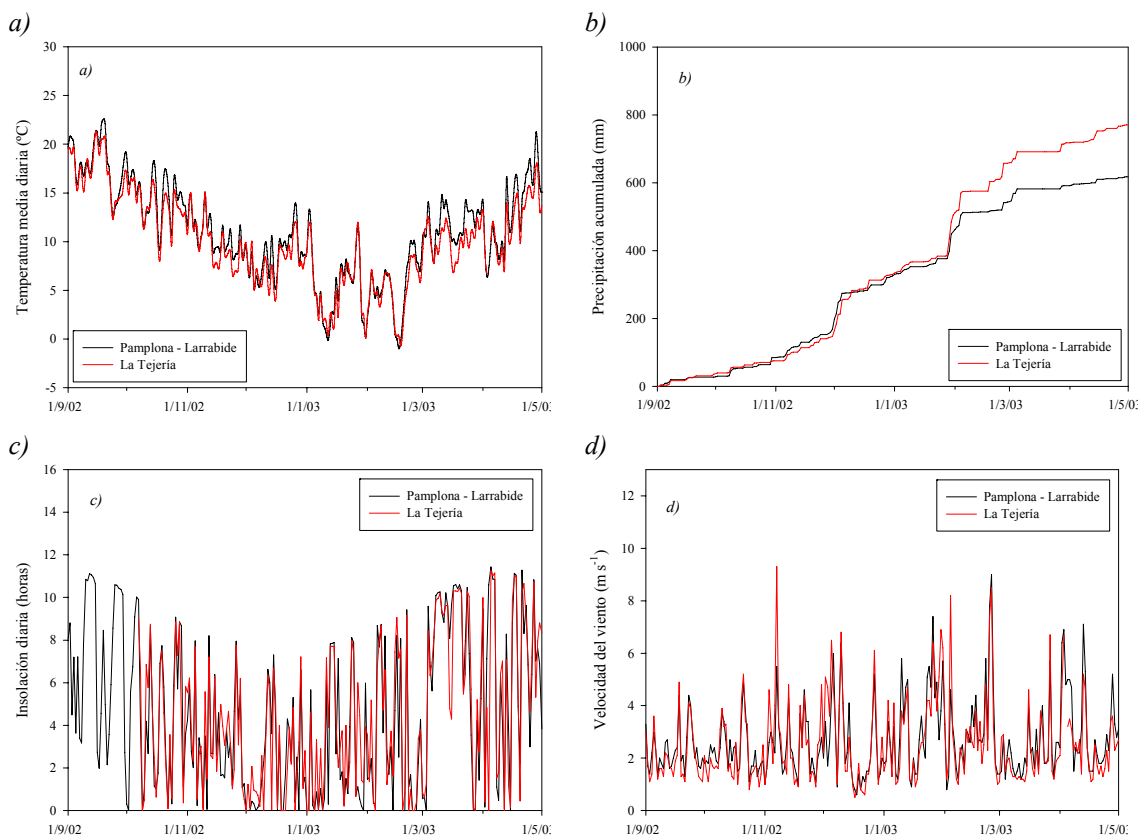


Figura 2.3.9. Variables meteorológicas medidas en la localización del ensayo de referencia (Pamplona – Larrabide) y en La Tejería. a) Temperatura media diaria, b) Precipitación acumulada, c) Insolación diaria y d) Velocidad media del viento

El ensayo comenzó con la siembra del cereal el 28 de octubre de 2002, con una densidad de 400 plantas m^{-2} . El diseño del ensayo se realizó en parcelas de 5 x 8 m, se estudiaron siete tratamientos diferentes de abonado y se realizaron cuatro repeticiones. Las mediciones que se emplean en esta tesis son las correspondientes a la dosis de abonado recomendada, que en principio debe ser similar a la pauta de abonado seguida por los agricultores de La Tejería.

Tabla 2.3.7. Mediciones tomadas en trigo en el ensayo de referencia realizado en la finca de la ETSIA, UPNA, Pamplona

Fecha	Tiempo tras la siembra (días)	Estado fenológico	Peso fresco (kg ha ⁻¹)	Peso seco (kg ha ⁻¹)	Humedad (kg kg ⁻¹)	M_V (kg m ⁻²)	LAI
17/01/2003	81	Ahijado	2685,54	514,17	0,809	0,217	1,193
18/03/2003	141	Inicio de encañado	10051,49	2094,14	0,792	0,796	2,386
08/04/2003	162	Dos nudos	16553,48	3120,36	0,811	1,343	3,777

Se realizaron mediciones de biomasa e índice de área foliar (LAI) en diferentes estados fenológicos del cultivo (Tabla 2.3.7 y Fig. 2.3.10). Dichas mediciones se realizaron

recogiendo cuatro muestras de 0,28 m² cada día de medición. La biomasa y humedad del cultivo se determinaron mediante peso y secado y el LAI midiendo el área de la fracción vegetativa de la cubierta.

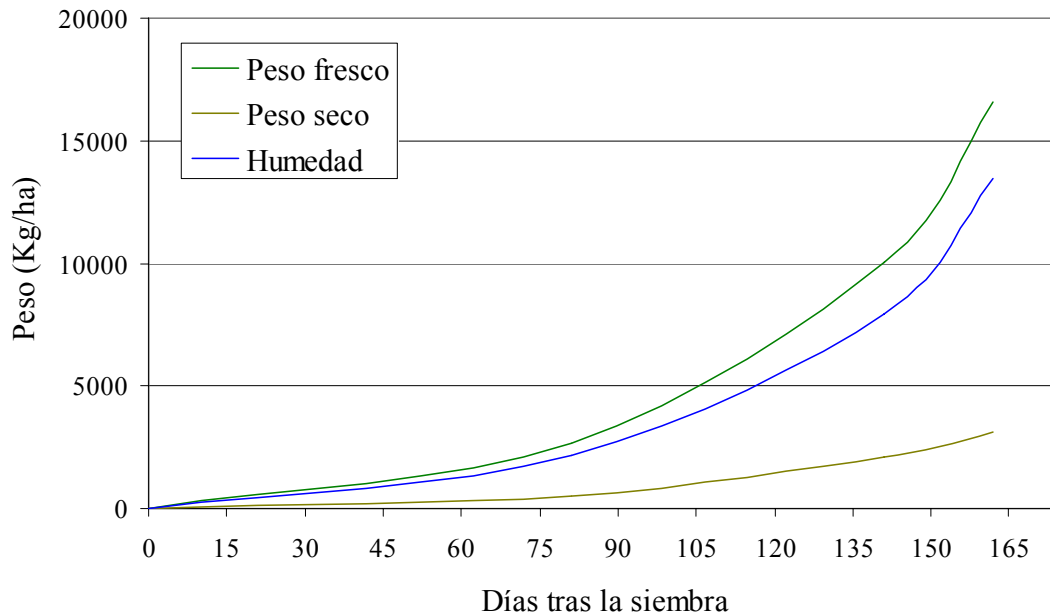


Figura 2.3.10. Mediciones tomadas en trigo en el ensayo de referencia realizado en la finca de la ETSIA, UPNA, Pamplona

Por lo tanto, asumiendo que las condiciones de crecimiento del cereal en el ensayo son similares a las condiciones medias de La Tejería, es posible estimar los parámetros de la vegetación interpolando las mediciones para las cinco fechas de adquisición de imágenes (Tabla 2.3.8). Los valores de M_V y LAI interpolados de este modo son los siguientes:

Tabla 2.3.8. Valores interpolados de M_V y LAI para las cinco fechas de adquisición de imágenes RADARSAT-1

Fecha	Tiempo tras la siembra (días)	M_V (kg m ⁻²)	LAI
27/02/03	127	0,661	2,149
06/03/03	134	0,728	2,267
23/03/03	151	1,056	3,048
30/03/03	158	1,239	3,512
02/04/03	161	1,317	3,711

– Procesamiento de la imagen LANDSAT 7 ETM+

Se adquirió una imagen LANDSAT 7 ETM+ el 17 de marzo de 2003 sobre Navarra (Fig. 2.3.11). Dicha imagen se procesó de forma convencional. En primer lugar se ortorrectificó empleando un DEM de 25 x 25 m de resolución. La ortorrectificación se realizó mediante el método de los puntos de control, empleando una transformación lineal y un remuestreo según el método del vecino más cercano. En total se tomaron 50 puntos de control y el error medio cuadrático obtenido fue de 0,47 píxeles.

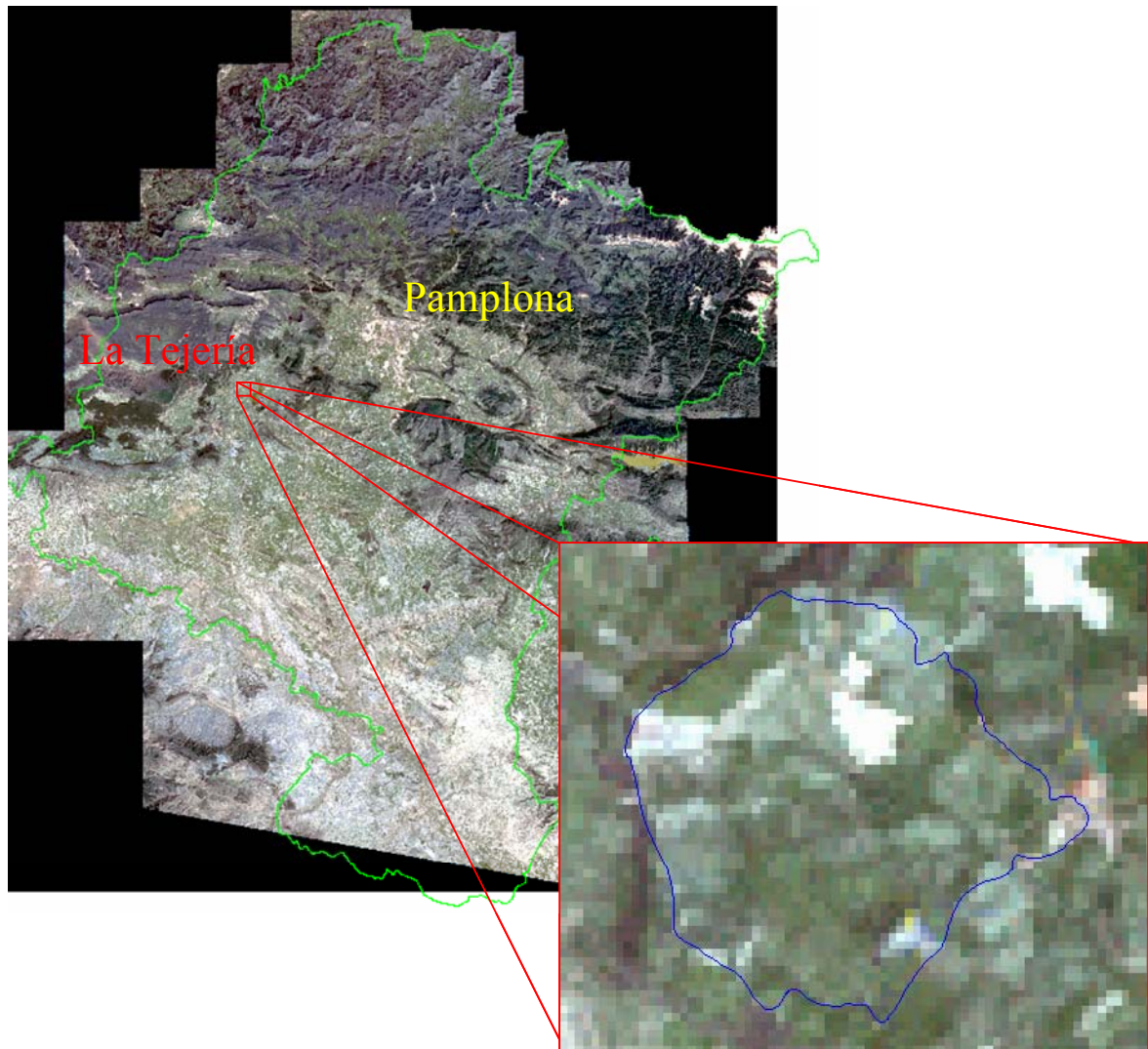


Figura 2.3.11. Imagen LANDSAT 7 ETM+ adquirida sobre Navarra el 17 de marzo de 2003. La composición de la imagen se ha realizado en falso color con las bandas 1, 2 y 3. Se muestra ampliada la cuenca de La Tejería

Posteriormente, se realizó una corrección atmosférica previa a la transformación de los niveles digitales (ND) de la imagen en reflectividad. La corrección atmosférica se llevó a cabo mediante el método *Improved Dark Object Subtraction Method* de Chavez (1988). Tras la transformación de ND a reflectividad se calculó el índice de vegetación *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI). Se optó por emplear este índice ya que es el empleado más habitualmente y ha demostrado ser un buen indicativo de la biomasa de los cultivos (Bindlish y Barros, 2001).

El NDVI medio de las parcelas de cereal de la cuenca es de 0,55. Se asumió que este valor correspondía a los valores de M_V y LAI de referencia interpolados para esta fecha $LAI= 2,77$ and $M_V= 0,94 \text{ kg m}^{-2}$. También se calculó el NDVI medio de cada parcela de cereal (Fig. 2.3.12).

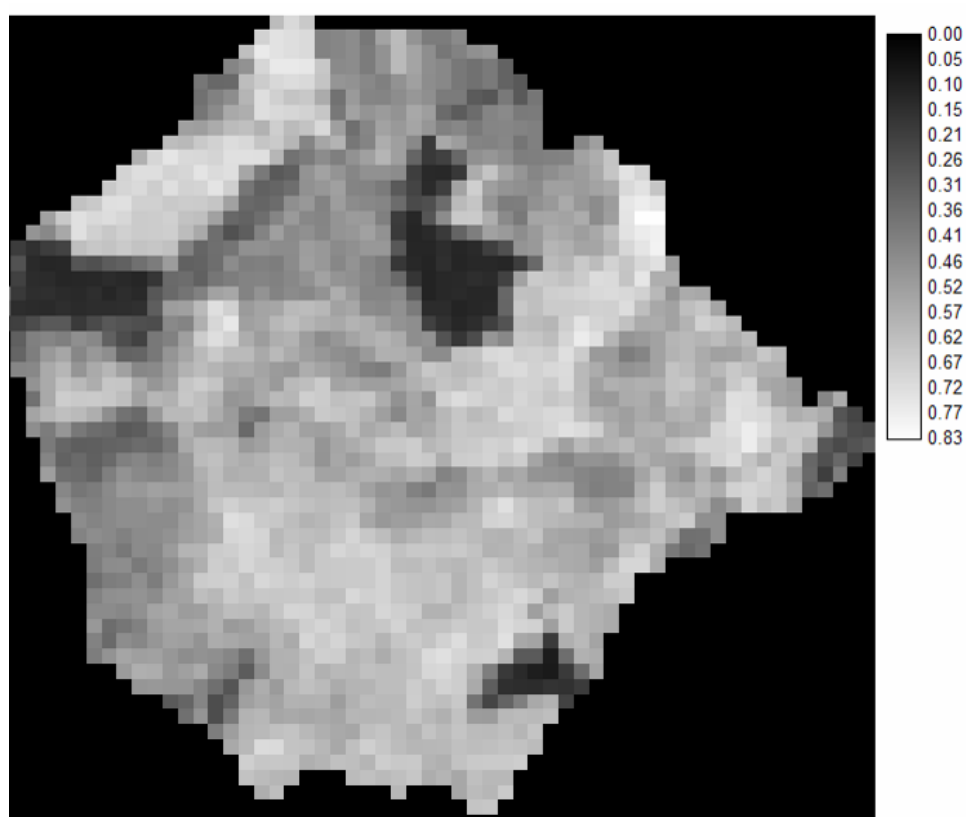


Figura 2.3.12. Distribución del índice de vegetación NDVI en la cuenca de La Tejería

Tabla 2.3.9. Valores interpolados de M_V y LAI para las fechas de adquisición de imágenes RADARSAT-1

Clase	Parcela	27/02/03		06/03/03		23/03/03		30/03/03		02/04/03	
		LAI	M_V (kg m ⁻²)	LAI	M_V (kg m ⁻²)	LAI	M_V (kg m ⁻²)	LAI	M_V (kg m ⁻²)	LAI	M_V (kg m ⁻²)
Cereal compactado	188	1,868	0,574	1,970	0,633	2,649	0,918	3,052	1,077	3,225	1.145
	234	2,464	0,758	2,599	0,835	3,495	1,211	4,027	1,421	4,255	1.510
Cereal	196	2,037	0,626	2,148	0,690	2,889	1,001	3,328	1,174	3,517	1.248
	199	1,527	0,469	1,611	0,517	2,166	0,751	2,495	0,880	2,637	0.936
	200	1,837	0,565	1,938	0,623	2,606	0,903	3,002	1,059	3,172	1.126
	201	1,923	0,591	2,028	0,652	2,727	0,945	3,142	1,109	3,320	1.179
	235	2,519	0,774	2,657	0,854	3,573	1,238	4,117	1,452	4,350	1.544
	238	2,007	0,617	2,117	0,680	2,847	0,987	3,280	1,157	3,466	1.230
	240	2,248	0,691	2,371	0,762	3,188	1,105	3,673	1,296	3,881	1.378
	243	2,326	0,715	2,454	0,788	3,300	1,144	3,802	1,341	4,017	1.426
	248	1,816	0,558	1,916	0,615	2,576	0,893	2,968	1,047	3,136	1.113
	258	2,190	0,673	2,310	0,742	3,106	1,076	3,578	1,262	3,781	1.342
	511	2,290	0,704	2,415	0,776	3,247	1,125	3,742	1,320	3,954	1.403
Promedio cuenca		2.149	0,661	2,267	0,728	3,048	1,056	3,512	1,239	3,711	1,317

Por último, se estimó el valor de M_V y LAI para cada parcela y fecha asumiendo que la evolución temporal de ambos parámetros era similar en la cuenca y en el ensayo de referencia y que el NDVI era un buen indicador de la variabilidad entre las diferentes parcelas. Se empleó la siguiente ecuación para el cálculo de los parámetros de la vegetación en cada parcela y fecha:

$$\frac{M_{V_{i,j}}}{\text{NDVI}_{i,17\text{Marzo}}} = \frac{\overline{M_V}_j}{\overline{\text{NDVI}}_{17\text{Marzo}}} \quad (2.3.1)$$

donde, $M_{V_{i,j}}$ es el contenido de humedad de la vegetación de la parcela i en el día j , $\text{NDVI}_{i,17\text{Marzo}}$ es el valor medio de NDVI de la parcela i observado en la imagen LANDSAT 7 del 17 de marzo, $\overline{M_V}_j$ es el contenido medio de humedad de las parcelas de cereal el día j y $\overline{\text{NDVI}}_{17\text{Marzo}}$ es el valor medio de NDVI.

Se siguió el mismo procedimiento para calcular el LAI para cada parcela y fecha. Los valores de M_V y LAI estimados para cada parcela de control se muestran en la tabla 2.3.9.

2.3.1.2. Campaña ENVISAT/ASAR

El procedimiento de muestreo en campo seguido en esta segunda campaña fue diferente que en la anterior. Las modificaciones más importantes responden a deficiencias o conclusiones extraídas tras la primera campaña. Una de las principales conclusiones de esta primera campaña, que se detalla y analiza más adelante en esta tesis, era que la rugosidad superficial debía ser medida con mayor detalle y que su variabilidad entre diferentes parcelas podía ser significativa. Por consiguiente, se diseñó el perfilómetro láser, descrito en la sección anterior, para su uso en esta campaña. Además, se realizaron mediciones más exhaustivas de rugosidad y humedad a escala de parcela.

En esta campaña se tomaron diez parcelas de control que se monitorizaron de forma más detallada que en el caso anterior (Fig. 2.3.13). Además de estas diez parcelas, se realizaron mediciones de humedad y rugosidad de forma aleatoria en el resto de la cuenca para caracterizar la humedad y los parámetros de rugosidad medios de la cuenca.

A. MEDICIONES DE HUMEDAD DEL SUELO

La medición de la humedad del suelo se realizó, al igual que en la campaña anterior, en las fechas en las que tuvo lugar la adquisición de las imágenes mediante el instrumento TDR TRIME-FM3. Se tomaron también medidas de densidad aparente que se emplearon para corregir las lecturas del TDR.

En cada parcela de control se tomaron cinco puntos de medida y en cada uno de ellos dos o tres lecturas TDR. Los puntos de medida se distribuyeron en las parcelas con el objetivo de cubrir la variabilidad de la humedad en las mismas. Además, se realizaron dos medidas de densidad aparente por parcela y día de medición.

De forma adicional se tomaron aproximadamente otros diez puntos de medición de humedad en otras zonas de la cuenca para, junto al resto de mediciones, proporcionar una estimación fiable de la humedad media de la cuenca.

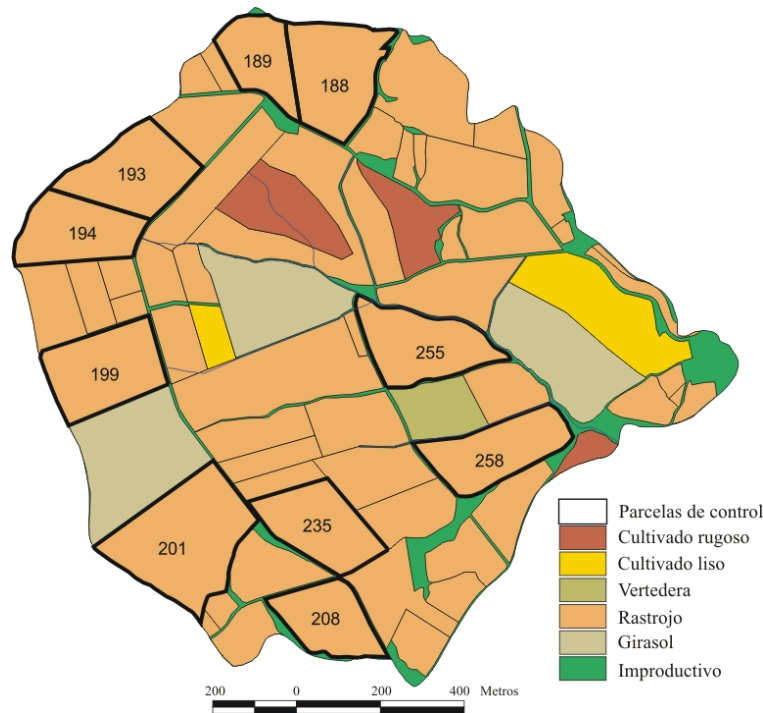


Figura 2.3.13. Parcelas de control de la cuenca de La Tejería en la campaña ENVISAT/ASAR. Las parcelas de control se representan en línea gruesa y con su indicador catastral

Los valores de humedad observados son moderados o bajos debido a lo reciente del periodo estival. En torno al periodo de estudio se produjeron precipitaciones considerables únicamente el día 2 de septiembre, además de algunos eventos esporádicos entre el día 6 y el día 10 (Fig. 2.3.14).

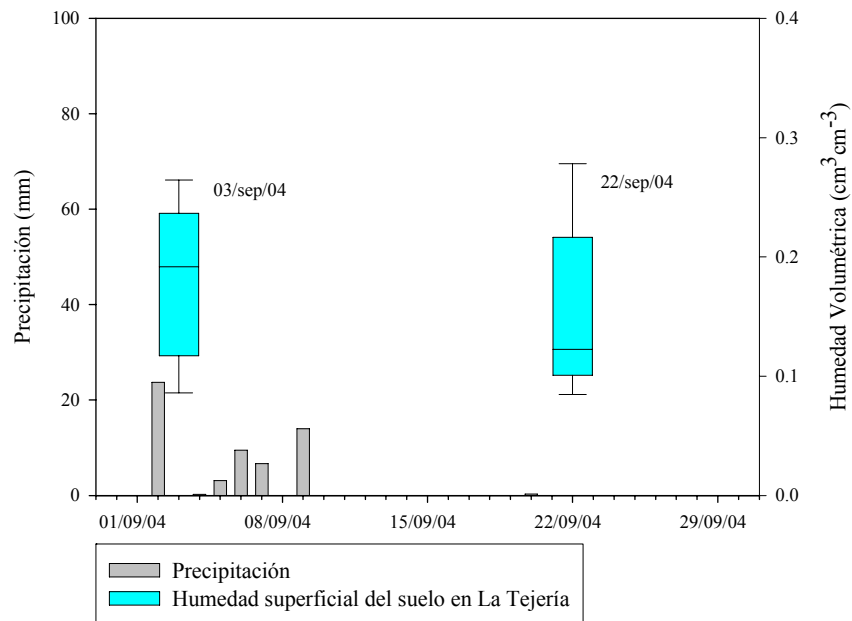


Figura 2.3.14. Diagrama de caja que muestra las mediciones de humedad realizadas en la cuenca en la campaña ENVISAT/ASAR

Tabla 2.3.10. Valores medios de densidad aparente (ρ_b), humedad del suelo (SM) y su desviación típica (σSM) para la cuenca de La Tejería en las fechas de adquisición de imágenes ENVISAT/ASAR

La Tejería	03 de septiembre 2004	22 de septiembre 2004
ρ_b media (g cm ⁻³)	1,253	1,144
SM media (cm ³ cm ⁻³)	0,188	0,156
σSM (cm ³ cm ⁻³)	0,057	0,036

Tabla 2.3.11. Valores medios de densidad aparente (ρ_b), humedad del suelo (SM) y su desviación típica (σSM) para las diferentes parcelas de control de La Tejería en las fechas de adquisición de imágenes ENVISAT/ASAR

Parcela	03 de septiembre 2004				22 de septiembre 2004			
	Clase	ρ_b media (g cm ⁻³)	SM media (cm ³ cm ⁻³)	σSM (cm ³ cm ⁻³)	Clase	ρ_b media (g cm ⁻³)	SM media (cm ³ cm ⁻³)	σSM (cm ³ cm ⁻³)
188	Rastrojo	1,238	0,183	0,035	Cultivado rug.	1,243	0,092	0,011
189	Rastrojo	1,341	0,193	0,050	Cultivado rug.	0,981	0,156	0,059
193	Rastrojo	1,196	0,220	0,040	Cultivado rug.	1,080	0,110	0,012
194	Rastrojo	1,133	0,122	0,050	Rastrojo	1,180	0,252	0,037
199	Rastrojo	1,131	0,180	0,033	Vertedera	1,002	0,109	0,017
201	Rastrojo	1,104	0,207	0,054	Cultivado liso	1,020	0,143	0,032
208	Rastrojo	1,314	0,254	0,039	Vertedera	1,219	0,080	0,003
235	Rastrojo	1,278	0,210	0,033	Cultivado liso	1,108	0,124	0,020
255	Rastrojo	1,323	0,276	0,032	Cultivado liso	1,235	0,136	0,054
258	Rastrojo	1,205	0,245	0,021	Cultivado rug.	1,199	0,137	0,032

B. MEDICIONES DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL

La rugosidad superficial se midió de forma más detallada que en la campaña RADARSAT-1. Con el objetivo de caracterizar adecuadamente la rugosidad a escala de parcela, se adquirieron varios perfiles en cada una de las parcelas de control. Para tal fin, se diseñó el perfilómetro láser que se ha descrito en la sección anterior. Sin embargo, para el primer día de adquisición de imágenes el instrumento no estaba listo y las mediciones se realizaron con el perfilómetro de varillas empleado en la campaña RADARSAT-1.

Por otro lado, en la campaña anterior se consideró la rugosidad invariable en el tiempo. Esta asunción no es adecuada para la segunda campaña que comprende las fechas en las que se realizan las labores de preparación de suelo. Por este motivo se tomaron mediciones de rugosidad también en la segunda fecha, en este caso con el perfilómetro láser.

– Mediciones de rugosidad el 3 de septiembre

Las mediciones de rugosidad en este caso se realizaron empleando el perfilómetro de varillas, al igual que en la campaña RADARSAT-1. Los perfiles se adquirieron el día 4 de septiembre, un día después de la pasada de ENVISAT. Se midieron perfiles de forma paralela y perpendicular a la dirección del cultivo. En las parcelas que no presentaban

una rugosidad orientada clara se procesaron los perfiles paralelos y perpendiculares, y en el resto se consideraron únicamente los paralelos.

Las parcelas de control pertenecían todas a la clase *Rastrojo*. Se procesaron un total de diez perfiles en las primeras seis parcelas y únicamente seis en las restantes, ya que no hubo tiempo suficiente para adquirir más. En la tabla 2.3.12 se presentan los parámetros medidos en cada clase. Se puede observar que el valor medio por parcela del parámetro s parece bastante estable, en torno a 0,81 cm, con un coeficiente de variación por parcela medio del 27,5%. El parámetro l es más variable, sus valores medios por parcela oscilan entre 2,099 cm y 7,820 cm y su coeficiente de variación por parcela medio es del 70,3%.

Tabla 2.3.12. *Parámetros de rugosidad medidos en las parcelas de control el 4 de septiembre de 2004*

Parcela	Clase	N	s media (cm)	Desv. std. s (cm)	$CV s$ (%)	l media (cm)	Desv. std. l (cm)	$CV l$ (%)
188	Rastrojo	10	0,814	0,346	42,528	3,385	2,823	83,401
189	Rastrojo	10	0,901	0,297	32,899	3,947	3,038	76,966
193	Rastrojo	10	0,816	0,168	20,585	2,099	1,054	50,204
194	Rastrojo	10	0,856	0,192	22,471	3,834	2,992	78,035
199	Rastrojo	10	0,796	0,166	20,871	3,845	3,383	87,985
201	Rastrojo	10	0,977	0,275	28,089	7,239	4,057	56,037
208	Rastrojo	6	0,794	0,258	32,534	7,820	4,500	57,549
235	Rastrojo	6	0,623	0,109	17,522	4,222	2,846	67,410
255	Rastrojo	6	0,779	0,227	29,124	2,925	1,840	62,916
258	Rastrojo	6	0,757	0,216	28,543	5,482	4,553	83,047

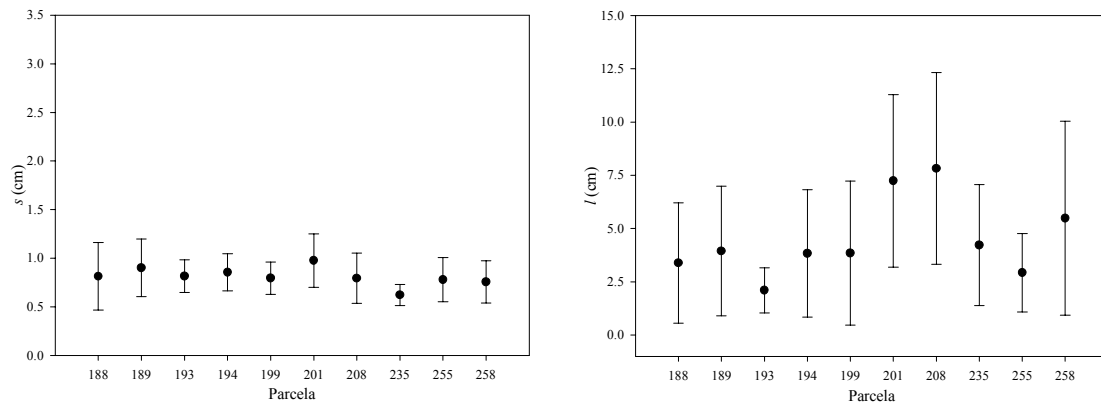
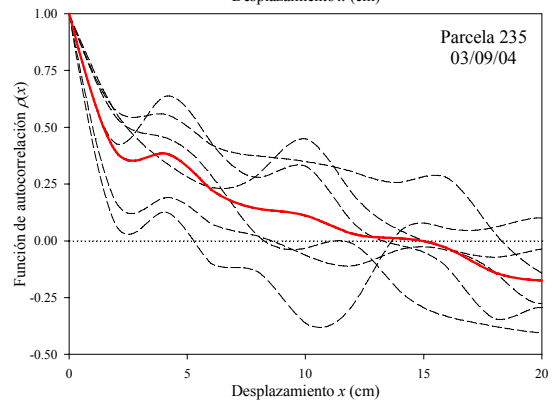
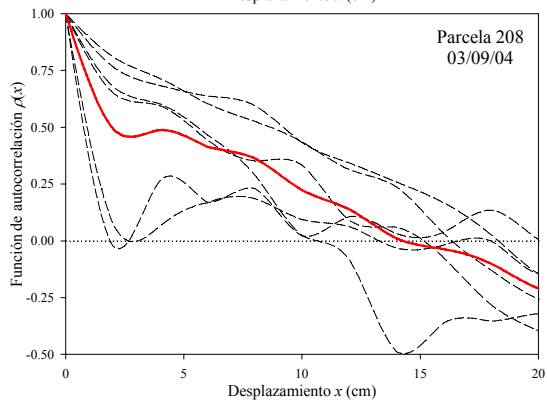
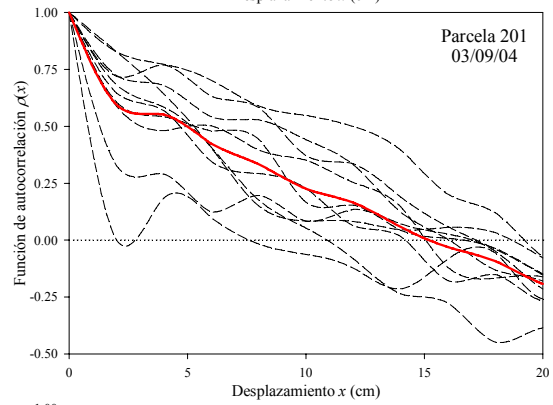
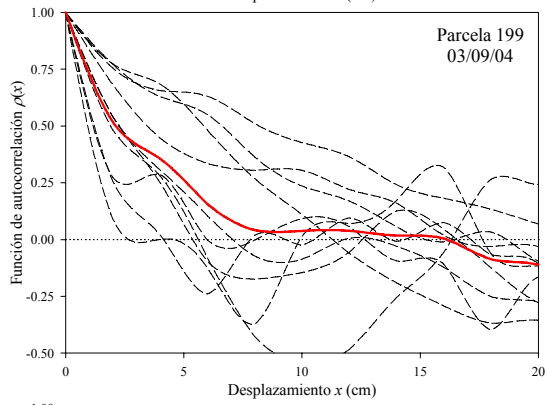
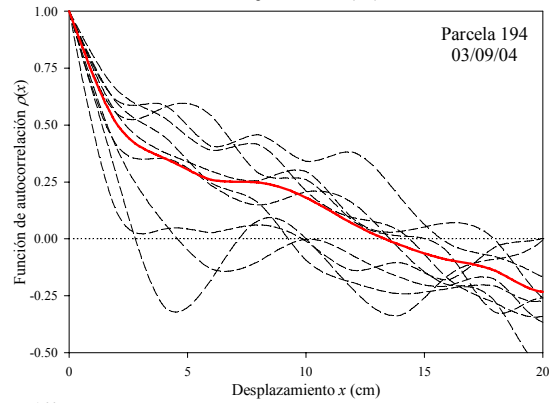
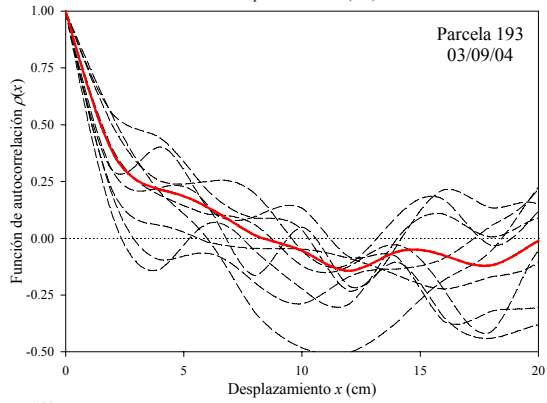
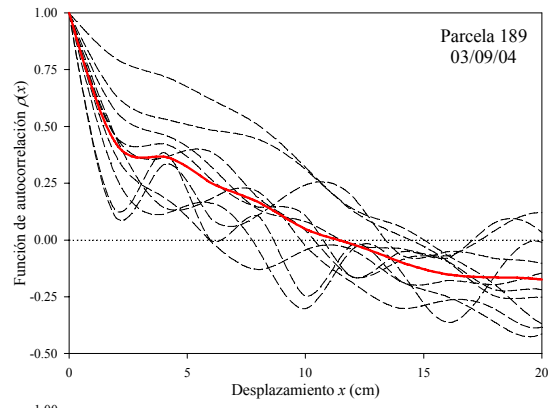
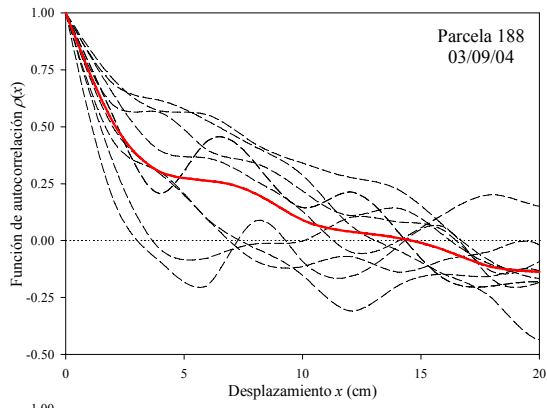


Figura 2.3.15. *Gráficos mostrando los valores medios de los parámetros de rugosidad (s y l) para cada parcela de control y, en barras de error, su desviación estándar*

La variabilidad del parámetro l (Fig. 2.3.15) es consecuencia de la gran variabilidad que muestran las funciones de autocorrelación de los diferentes perfiles adquiridos en cada parcela (Fig. 2.3.16).



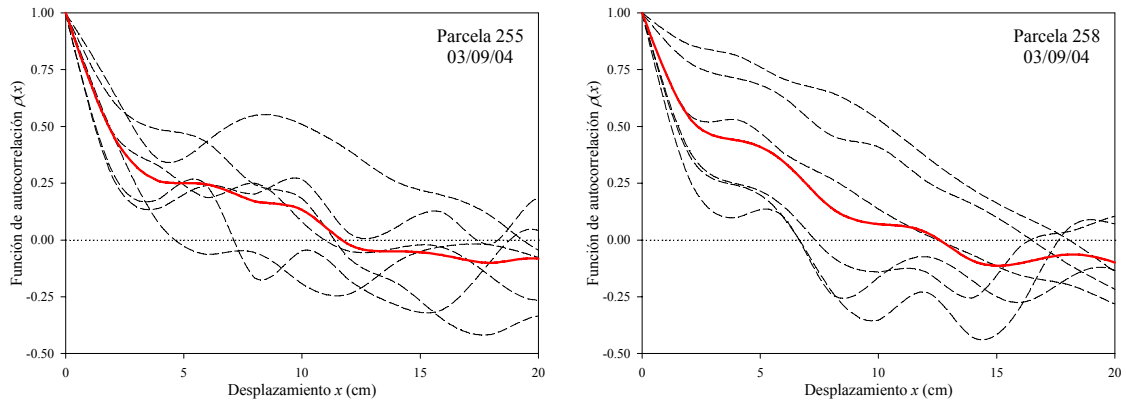
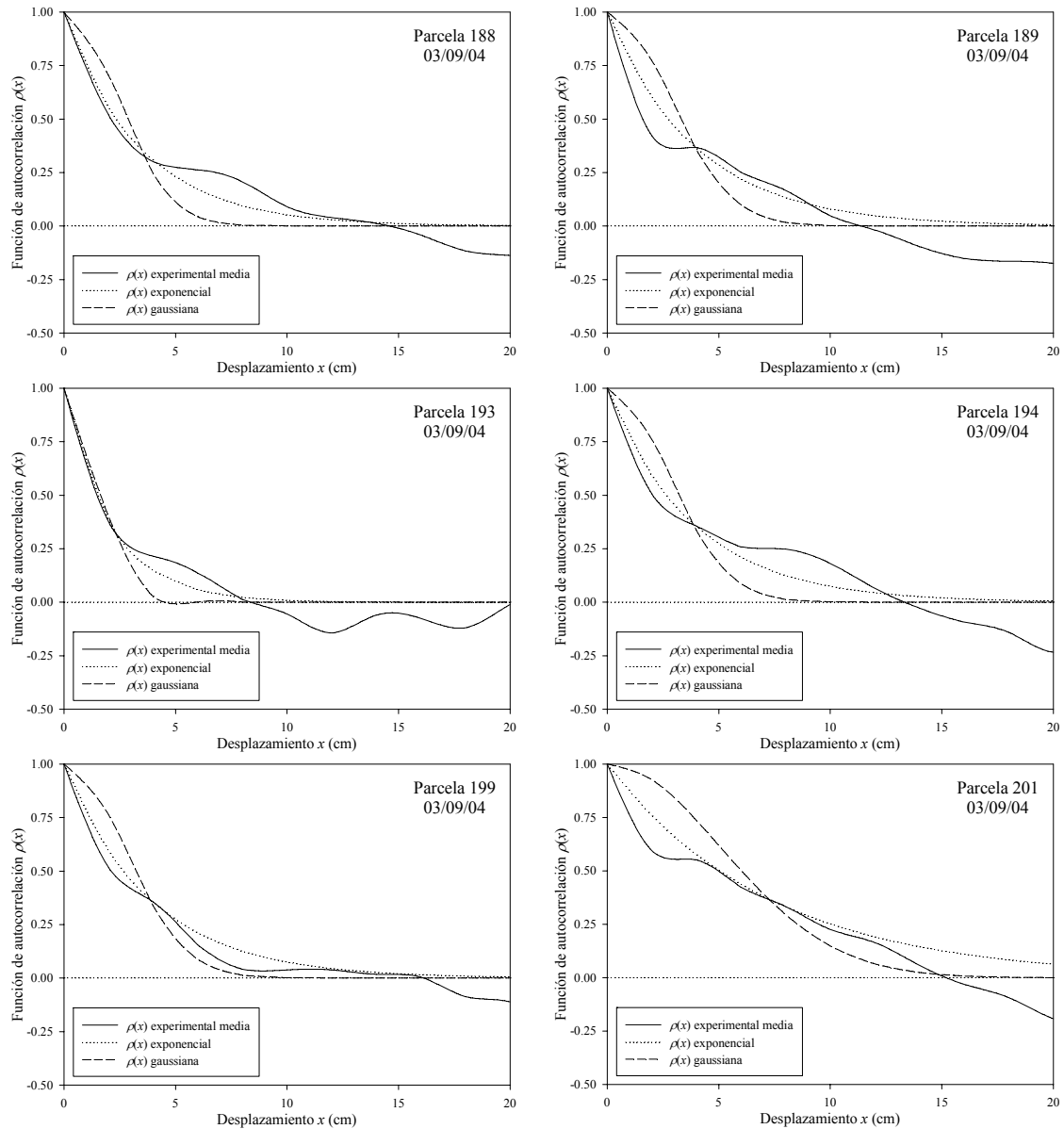


Figura 2.3.16. Funciones de autocorrelación de los perfiles adquiridos en cada parcela. En rojo se muestra la función de autocorrelación media

En todas las parcelas, las funciones de autocorrelación medias mostraban un mejor ajuste a la función exponencial que a la gaussiana (Fig. 2.3.17; Tabla 2.3.13).



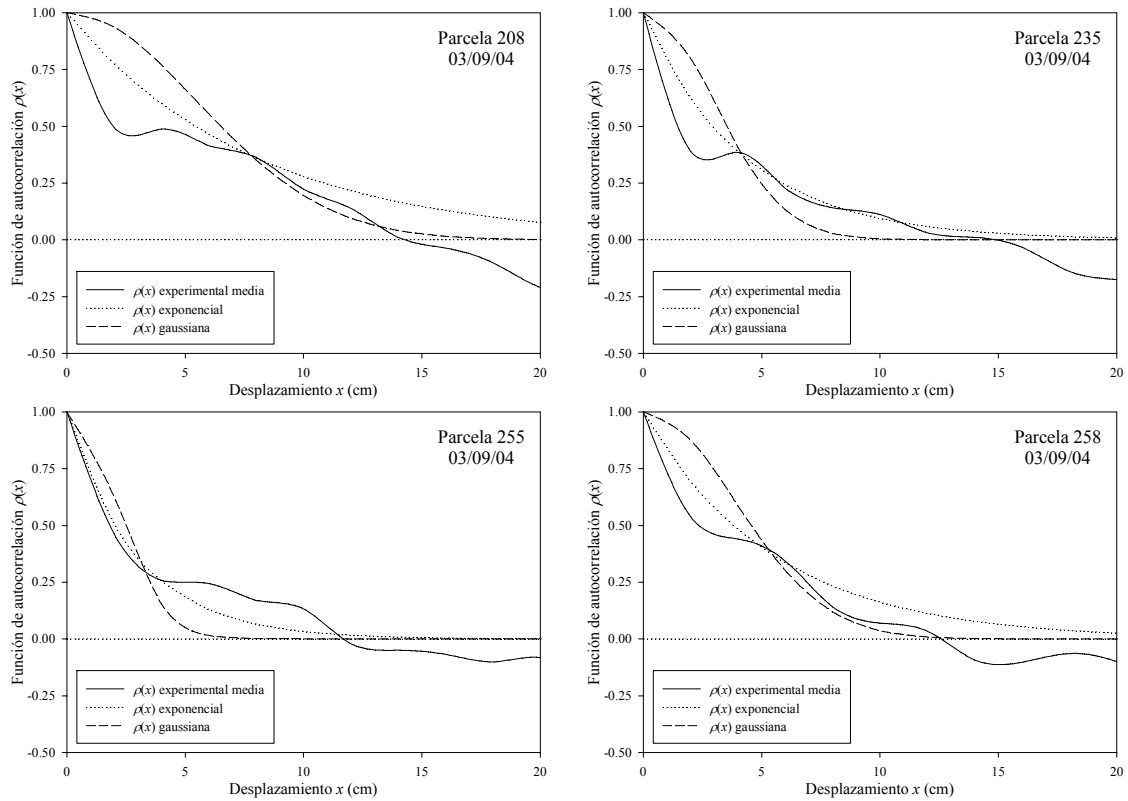


Figura 2.3.17. Funciones de autocorrelación medias de cada parcela con su correspondiente función exponencial y gaussiana. Se puede observar que el ajuste es mejor en el caso de la función exponencial

Tabla 2.3.13. Error medio cuadrático (rmse) calculado entre la función de autocorrelación media de cada parcela y su correspondiente función exponencial y gaussiana

Parcela	rmse exponencial	rmse gaussiana
188	0,0569	0,1686
189	0,0935	0,2059
193	0,0595	0,1349
194	0,0797	0,1940
199	0,0631	0,1288
201	0,0722	0,1557
208	0,1347	0,2067
235	0,1170	0,2179
255	0,0808	0,1723
258	0,0926	0,1666

Además de las medidas de rugosidad en las parcelas de control se tomaron una serie de perfiles en parcelas que pertenecían a otras clases con el objetivo de estimar los parámetros de rugosidad medios de la cuenca. Los parámetros de rugosidad medios obtenidos en estas mediciones se consideraron representativos de las parcelas pertenecientes a sus respectivas clases. Con todo, se calcularon los parámetros de rugosidad de la cuenca como un promedio ponderado de las diferentes clases tomando como factor de ponderación su superficie.

Tabla 2.3.14. *Parámetros de rugosidad medidos aleatoriamente en las diferentes clases presentes en La Tejería el 4 de septiembre de 2004*

Clase	<i>N</i>	<i>s</i> media (cm)	Desv. std. <i>s</i> (cm)	<i>CV s</i> (%)	<i>l</i> media (cm)	Desv. std. <i>l</i> (cm)	<i>CV l</i> (%)
Vertedera	4	4,459	1,855	41,595	5,452	3,013	55,269
Cultivado liso	6	2,156	0,487	22,592	1,556	0,917	58,920
Girasol	6	0,855	0,366	42,745	3,583	3,323	92,763

Para el cálculo de los parámetros de rugosidad medios de la cuenca no se consideraron las medidas tomadas sobre las parcelas de la clase *Girasol*. En dichas parcelas, el coeficiente de retrodispersión observado difícilmente reflejará las condiciones de la superficie del suelo debido al estado de desarrollo de la cubierta de girasol. Por lo tanto, se ha decidido prescindir de estas parcelas en el análisis. El valor medio de *s* obtenido de este modo es de 1,116 cm y el valor de *l* de 4,408 cm.

– Mediciones de rugosidad el 22 de septiembre

Para esta fecha, el perfilómetro láser se encontraba preparado y se estrenó los días 23 y 24 de septiembre (Fig. 2.2.18). Inicialmente se tomaron cinco perfiles en paralelo a la dirección de labrado y cinco en perpendicular. No obstante, en las últimas parcelas de control este número se redujo a cuatro (y en la parcela 208 a tres) por la falta de tiempo. En la mayoría de los casos las labores eran recientes y profundas, por lo tanto, se analizaron únicamente los perfiles adquiridos en paralelo a la dirección del cultivo.

El perfilómetro láser permite adquirir perfiles de la superficie del suelo de gran detalle y longitud considerable. Además, el procesamiento de los datos es sencillo dado que se descargan directamente desde el *Data Logger* a un ordenador portátil o PC. Una vez descargados, se corrige en los datos la deformación por pandeo de la barra de aluminio que soporta al sensor (corrección que se detalla en el capítulo 3) y se elimina cualquier tendencia en los datos que pueda ser fruto de la pendiente del terreno. Por último, si existen datos puntuales excepcionalmente altos o bajos respecto a sus vecinos, datos que pueden ser fruto de mediciones erróneas, se asigna a los mismos el valor promedio de los datos anterior y posterior.

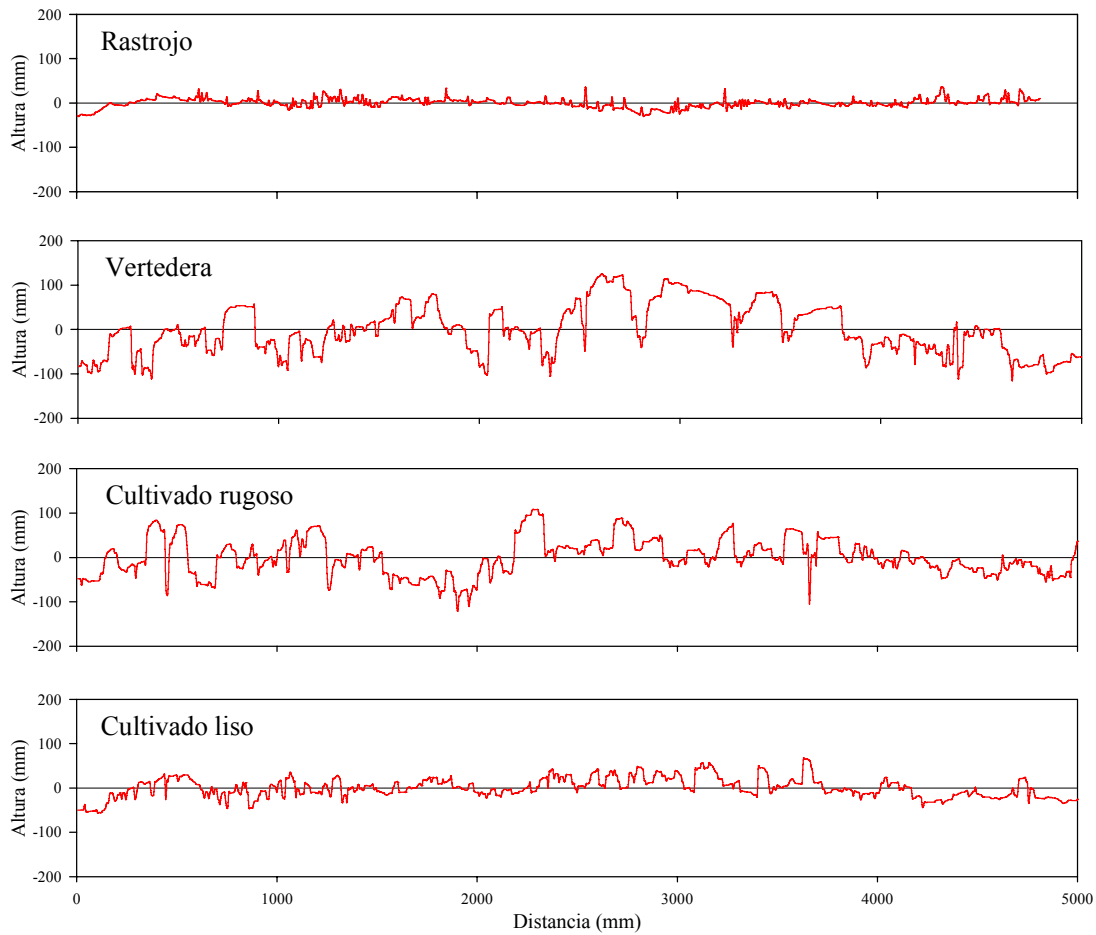


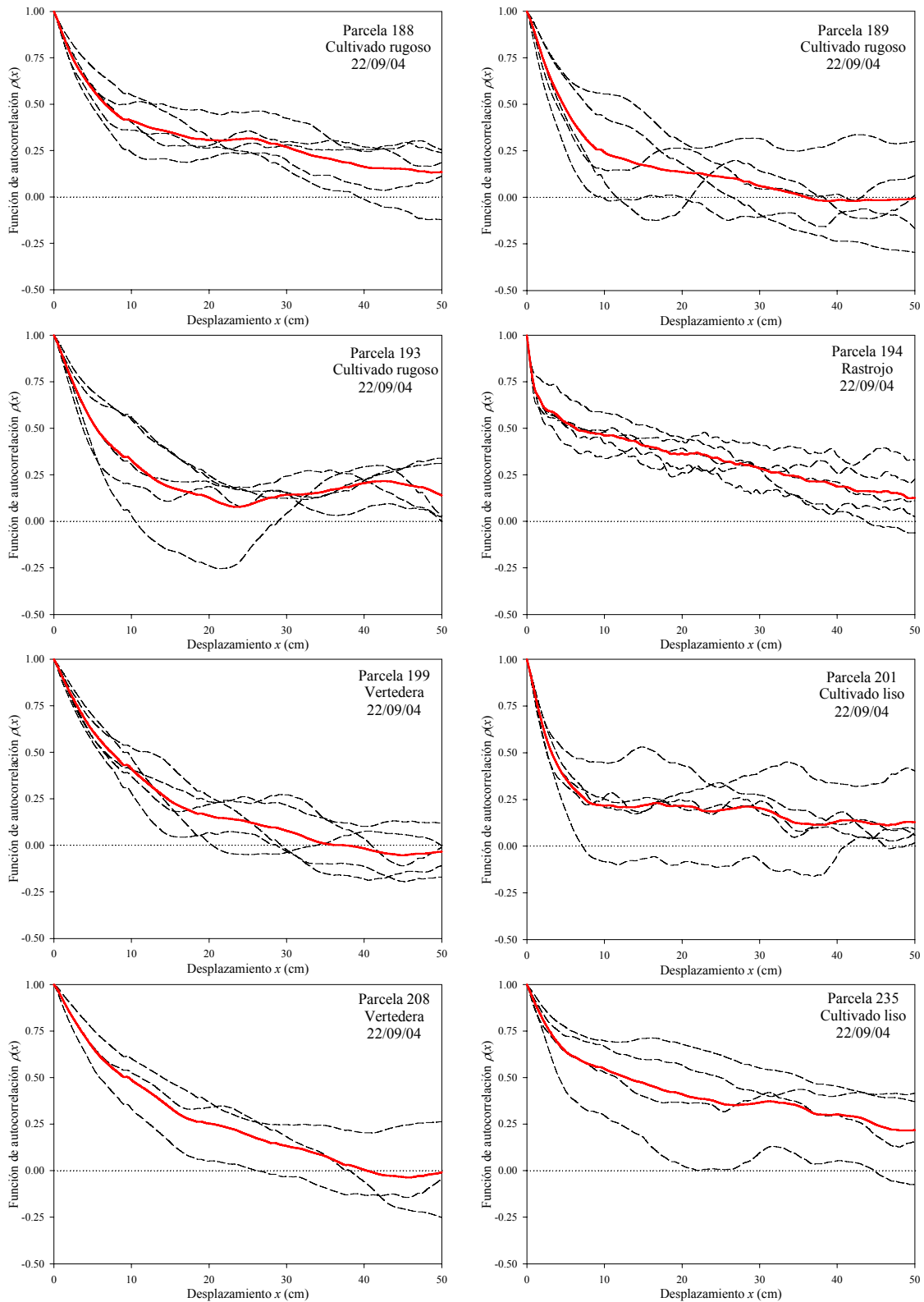
Figura 2.3.18. Perfiles de ejemplo adquiridos mediante el perfilómetro láser en las diferentes clases de laboreo observadas y en paralelo a la dirección de labranza

Tabla 2.3.15. Parámetros de rugosidad medidos los días 23 y 24 de septiembre de 2004

Parcela	Clase	N	s media (cm)	Desv. std. s (cm)	CV s (%)	l media (cm)	Desv. std. l (cm)	CV l (%)
188	Cultivado rugoso	5	2,503	0,341	13,63	12,963	11,022	85,03
189	Cultivado rugoso	5	3,055	0,726	23,78	6,607	5,901	89,32
193	Cultivado rugoso	5	3,018	0,604	20,02	8,419	5,113	60,73
194	Rastrojo	5	1,617	0,411	25,42	18,303	11,558	63,15
199	Vertedera	5	4,007	0,940	23,47	11,098	3,101	27,94
201	Cultivado liso	5	2,157	0,204	9,46	4,901	7,975	162,71
208	Vertedera	3	5,187	2,082	40,14	14,060	5,672	40,34
235	Cultivado liso	4	2,698	0,650	24,10	24,570	32,275	131,36
255	Cultivado liso	4	2,181	0,356	16,32	7,579	17,798	234,84
258	Cultivado rugoso	4	3,168	0,270	8,53	7,033	17,798	253,08

Los parámetros de rugosidad medidos por parcela pueden observarse en la tabla 2.3.15. En este caso, las parcelas de control cubren las diferentes clases de laboreo presentes en la cuenca, con lo que no se consideró necesario adquirir más perfiles en otras zonas para calcular los parámetros de rugosidad medios de la cuenca. Los parámetros de rugosidad medios corresponden a un valor de s de 2,683 cm y a un valor de l de 11,125 cm.

Las funciones de autocorrelación medias de cada parcela se representan en la figura 2.3.19.



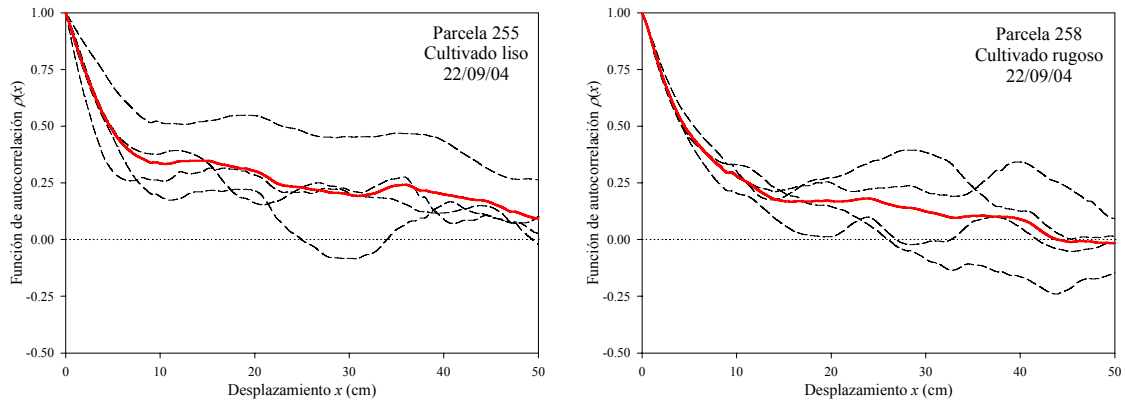
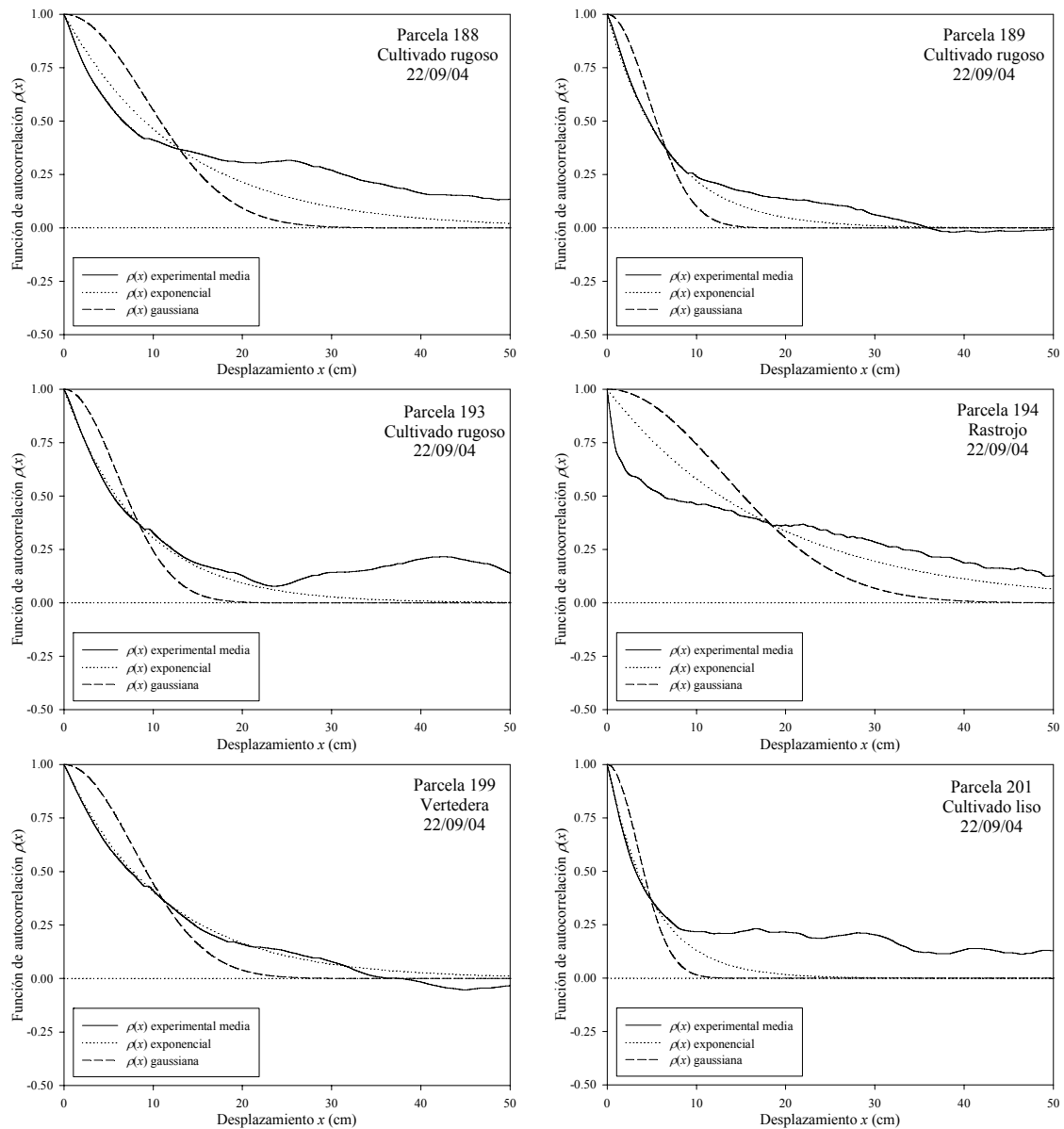


Figura 2.3.19. Funciones de autocorrelación de los perfiles adquiridos en cada parcela. En rojo se muestra la función de autocorrelación media

Al igual que en los casos anteriores las funciones de autocorrelación medias se ajustaban mejor a la función exponencial que a la gaussiana (Fig. 2.3.20)



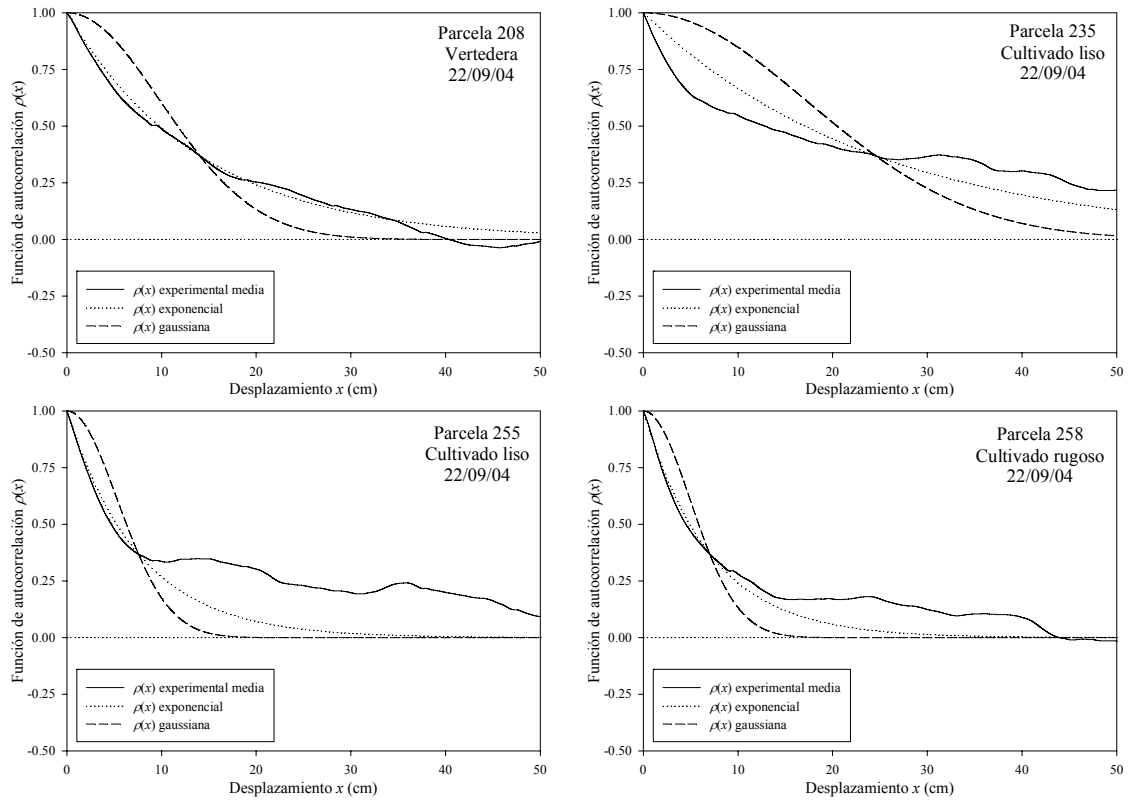


Figura 2.3.20. Funciones de autocorrelación medias de cada parcela con su correspondiente función exponencial y gaussiana. Se puede observar que el ajuste es mejor en el caso de la función exponencial

2.3.2. PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES RADAR

En esta sección se describe el tratamiento aplicado a las imágenes RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR empleadas. En primer lugar, se realizó la calibración radiométrica de las imágenes, proceso que permite el cálculo del coeficiente de retrodispersión (σ^0) de cada píxel a partir de su nivel digital (ND) en la imagen y de parámetros de la adquisición. En segundo lugar, se filtraron las imágenes para reducir el moteado o *speckle*. Después, se procedió a la georreferenciación o corrección geométrica de las imágenes, y por último, se calcularon los valores medios de σ^0 para cada parcela y para toda la cuenca.

2.3.2.1. Cálculo del coeficiente de retrodispersión

Se denomina calibración radiométrica al proceso necesario para poder extraer información cuantitativa de las imágenes radar, información a la que posteriormente se puede dar una interpretación bio-geofísica.

Mediante esta calibración, se obtiene para cada píxel el valor de brillo o brillantez del radar (β^0 o *radar brightness*) o el coeficiente de retrodispersión (σ^0 o *backscattering coefficient*). Estos dos parámetros representan la proporción de radiación incidente que es retrodispersada por la cubierta por unidad de área en el plano del alcance o rango en el caso de β^0 y en el plano horizontal o del terreno en el caso de σ^0 .

Para la calibración de imágenes RADARSAT-1 se sigue el procedimiento indicado por Shepherd *et al.* (2000) y para el caso de ENVISAT/ASAR el indicado por Rosich y Meadows (2004), siendo ambos procedimientos estandarizados. A continuación se describe en primer lugar el procedimiento seguido para el caso de las imágenes RADARSAT-1 y posteriormente se detallará el seguido con las imágenes ENVISAT/ASAR.

A. IMÁGENES RADARSAT-1

En primer lugar, para generar las imágenes de trabajo a partir de las originales, es necesario tener en cuenta la equivalencia entre niveles digitales y valores radiométricos en cada una de las imágenes. Esta información, presente en el fichero de cabecera de cada imagen, se aplica en forma de tabla de correspondencias (*Look Up Table*, LUT)

La ecuación a aplicar en el caso de las imágenes RADARSAT-1 SGF es la siguiente:

$$\beta_j^0 = (DN_j^2 + A3)/A2_j \quad (\text{m}^2\text{m}^{-2}) \quad (2.3.2)$$

o,

$$\beta_j^0 = 10 \log_{10} [(DN_j^2 + A3)/A2_j] \quad (\text{dB}) \quad (2.3.3)$$

donde, DN_j es el nivel digital del píxel en el rango j ($j = 0 - n_data_pixel - 1$) para cada columna, $A2_j$ es el valor correspondiente a dicho píxel en la tabla LUT, que se obtiene

por interpolación entre los valores adyacentes de la tabla y $A3$ el valor de desplazamiento que se suele aplicar junto con la LUT, que en nuestro caso es 0.

Para imágenes adquiridas en pasadas descendentes con la antena observando a la derecha, las líneas de píxeles se ordenan en el orden inverso, comenzando en el rango lejano y terminando en el rango cercano, con lo que el primer valor de la tabla corresponde al último píxel en vez de al primero.

La tabla LUT esta formada por coeficientes A_i ($i = 0 - n_{smp} - 1$). Los valores $A2_j$ se calculan por interpolación de los dos datos de la tabla más cercanos. En imágenes adquiridas con el rango lejano en primer lugar, los valores superior (i_U) e inferior (i_L) de la tabla vienen dados por:

$$i_U = \text{ceil}[(n_data_pixel - j - 1)/smp_inc] \quad (2.3.4)$$

$$i_L = \text{floor}[(n_data_pixel - j - 1)/smp_inc] \quad (2.3.5)$$

La interpolación se realiza mediante la siguiente expresión:

$$A2_j = Ai_L + \left[(Ai_U - Ai_L) \left(\frac{(n_data_pixel - 1 - j)}{smp_inc} - i_L \right) \right] \quad (2.3.6)$$

Una vez calculada la imagen brillo (β^0), la imagen del coeficiente de retrodispersión (σ^0) se obtiene aplicando la siguiente ecuación:

$$\sigma_{jk}^0 = \beta_{jk}^0 (\text{sen } I_{jk}) \quad (\text{m}^2 \text{m}^{-2}) \quad (2.3.7)$$

$$\sigma_{jk}^0 = \beta_{jk}^0 + 10 \log_{10} (\text{sen } I_{jk}) \quad (\text{dB}) \quad (2.3.8)$$

donde, I_{jk} , es el ángulo de incidencia del píxel correspondiente.

Para calcular el ángulo de incidencia de cada píxel, es necesario seguir los siguientes pasos:

i) Cálculo del radio de la tierra en el centro de la escena y la altura del satélite

Asumiendo que la tierra es un elipsoide definido por su semieje mayor ($ellip_maj = 6378,14$ km) y su semieje menor ($ellip_min = 6356,755$ km) y partiendo del dato de la latitud de la plataforma en el momento de adquisición de la imagen ($plat_lat$), se calcula el radio de la tierra mediante la siguiente expresión:

$$r_{earth} = ellip_min \frac{\sqrt{1 + \tan^2(platlat \frac{\pi}{180})}}{\sqrt{\frac{ellip_min^2}{ellip_maj^2} + \tan^2(platlat \frac{\pi}{180})}} 10^3 \quad (2.3.9)$$

Una vez calculado el radio y conociendo la posición de la plataforma espacial mediante sus efemérides, incluidas en el archivo de cabecera (eph_orb_data), obtenemos directamente la altura exacta de la plataforma:

$$h = eph_orb_data - r_{earth} \quad (2.3.10)$$

ii) Cálculo del incremento en la dirección del alcance correspondiente a cada incremento en la horizontal

Esto se realiza mediante una función polinómica cuyos coeficientes se incluyen en el archivo de cabecera (*srgr_coef*: *a*, *b*, *c*, *d*, *e* y *f*).

El incremento en la horizontal que se considera es el tamaño del píxel:

$$dRg = pix_spacing = 12,5 \text{ m} \quad (2.3.11)$$

El incremento correspondiente en la dirección del alcance se calcula de la siguiente forma:

$$RS_j = a + k dRg b + (k dRg)^2 c + (k dRg)^3 d + (k dRg)^4 e + (k dRg)^5 f \quad (2.3.12)$$

donde, $k = n_data_pixel - j$ en imágenes adquiridas empezando por el rango lejano.

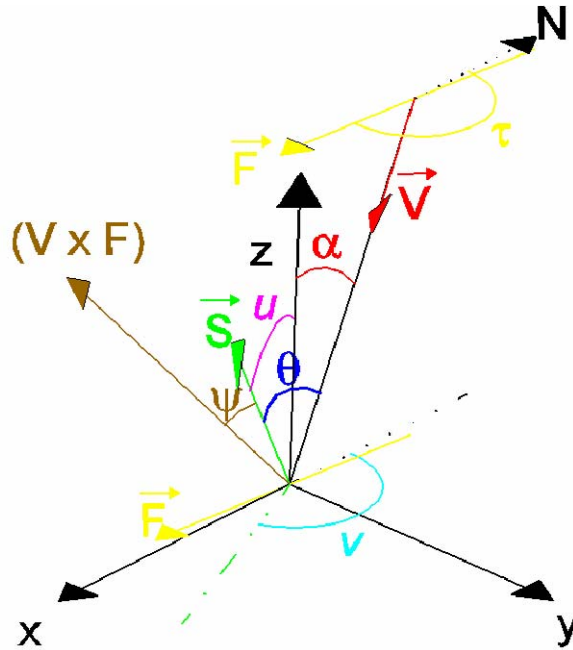


Figura 2.3.21. Planteamiento geométrico del cálculo del ángulo de incidencia local teniendo en cuenta el relieve para un determinado píxel centrado en el origen y considerando una imagen adquirida en pasada descendente. \vec{F} es el vector de la dirección de vuelo, \vec{V} es el vector de vista, \vec{S} es el vector normal de la superficie, τ es el ángulo de dirección de vuelo, α el ángulo de vista, u la pendiente de la superficie, v la orientación o aspecto, θ el ángulo de incidencia local y ψ el ángulo de proyección

iii) Cálculo de ángulo de incidencia

Conocido el radio de la tierra, la altura de la plataforma y el incremento en rango por cada incremento en la horizontal, es posible calcular el ángulo de incidencia *teórico* correspondiente a cada píxel de la imagen:

$$I_j = \arccos \left[\frac{(h^2 (RS_j)^2 + 2rh)}{2RS_j r} \right] \quad (2.3.13)$$

El ángulo de incidencia que calculamos de esta forma para cada píxel no tiene en cuenta el relieve del terreno, esto es, asume que el relieve es lo suficientemente suave y no introduce ninguna distorsión en el ángulo de incidencia. En nuestro caso, si bien el relieve no es muy accidentado, su influencia debe ser considerada, por lo que debe calcularse el denominado ángulo de incidencia local. Este ángulo se calcula teniendo en cuenta características del terreno como la pendiente y el aspecto y la geometría de adquisición de la imagen (dirección de vuelo y ángulo de vista) (Fig. 2.3.21).

Para obtener la pendiente y la orientación se ha trabajado con un DEM de 5 m de resolución. Para calcular el ángulo de vista (α_i) de cada píxel se ha aplicado la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \alpha_i &= \arctan \left(\frac{x_0 + pix_spacing \cdot i}{h_{sat}} \right) && \text{imágenes en modo ascendente} \\ \alpha_i &= \arctan \left(\frac{x_0 + pix_spacing \cdot (n-i)}{h_{sat}} \right) && \text{imágenes en modo descendente} \end{aligned} \quad (2.3.14)$$

donde, x_0 la distancia sobre el terreno entre la dirección de pasada del satélite y la primera fila de píxeles, h_{sat} es la altura del satélite, n es el número de píxeles en la dirección de rango, i es el píxel correspondiente y $v_{n/2}$ es el ángulo de vista en la línea central de la imagen (dato del archivo de cabecera). x_0 se calcula como:

$$x_0 = h_{sat} \cdot \tan(v_{n/2}) - \frac{n}{2} pix_spacing \quad (2.3.15)$$

En el caso del terreno horizontal, α y ψ son ángulos complementarios con lo que el factor de proyección:

$$\cos \psi = \sin \alpha \quad (2.3.16)$$

Pero si consideramos un terreno con una pendiente (u) y orientación (v) no despreciables, el ángulo complementario a ψ es el ángulo de incidencia local θ y el factor de proyección es.

$$\cos \psi = \sin \theta \quad (2.3.17)$$

En el caso general en el que tenemos un sistema de referencia xyz en el que x representa la dirección sur, y la dirección este y z el nadir definimos los vectores \vec{F} (vector de la dirección de vuelo o azimut), \vec{V} (vector de vista o rango) y \vec{S} (vector normal de la superficie) como:

$$\vec{V} = (-K \sin \alpha \sin \tau, -K \sin \alpha \cos \tau, -\cos \alpha) \quad (2.3.18)$$

$$\vec{F} = (-\cos \tau, \sin \tau, 0) \quad (2.3.19)$$

$$\vec{S} = (-\sin u \cos v, \sin u \sin v, \cos u) \quad (2.3.20)$$

donde, $K = 1$ si la dirección de observación del satélite es a izquierdas y $K = -1$ si la dirección de observación del satélite es a derechas, τ es el ángulo de dirección de vuelo, α es el ángulo de vista, u es la pendiente de la superficie y v el ángulo de orientación.

Calculamos el factor de proyección según:

$$\cos \psi = \vec{S} \cdot (\vec{V} \times \vec{F}) \quad (2.3.21)$$

que se resuelve del siguiente modo:

$$\cos \psi = K \cos \alpha \sin u \sin(\tau - v) + \sin \alpha \cos u \quad (2.3.22)$$

El ángulo de incidencia local calculado para las imágenes adquiridas en el modo S1 y S2 en pasada descendente y el calculado para la imagen adquirida en el modo S1 en pasada ascendente se representa en la figura 2.3.22. El valor medio del ángulo de incidencia local θ de la cuenca en cada imagen es el siguiente:

Tabla 2.3.16. *Ángulo de incidencia local (θ) medio de La Tejería correspondiente a cada imagen*

Imagen	θ medio de La Tejería (grados)
27/02/03	17,88
06/03/03	22,63
23/03/03	17,86
30/03/03	22,70
02/04/03	25,27

La imagen del 02/04/03 tiene un ángulo de incidencia mayor que el resto, dado que, a pesar de haber sido adquirida en el modo S1, su dirección de observación es opuesta al resto de imágenes por haberse tomado en una pasada ascendente.

Usando este factor de proyección calculamos el coeficiente de retrodispersión teniendo en cuenta el ángulo de incidencia local:

$$\sigma_{jk}^0 = \beta_{jk}^0 (\cos \psi_{jk}) \quad (\text{m}^2 \text{m}^{-2}) \quad (2.3.23)$$

$$\sigma_{jk}^0 = \beta_{jk}^0 + 10 \log_{10} (\cos \psi_{jk}) \quad (\text{dB}) \quad (2.3.24)$$

Para calcular este factor de proyección y el correspondiente ángulo de incidencia local teniendo en cuenta el relieve es necesario haber georreferenciado la imagen correspondiente al ángulo de vista. Esto se realiza mediante la misma transformación que se aplica a las imágenes originales y que se especifica en el siguiente apartado.

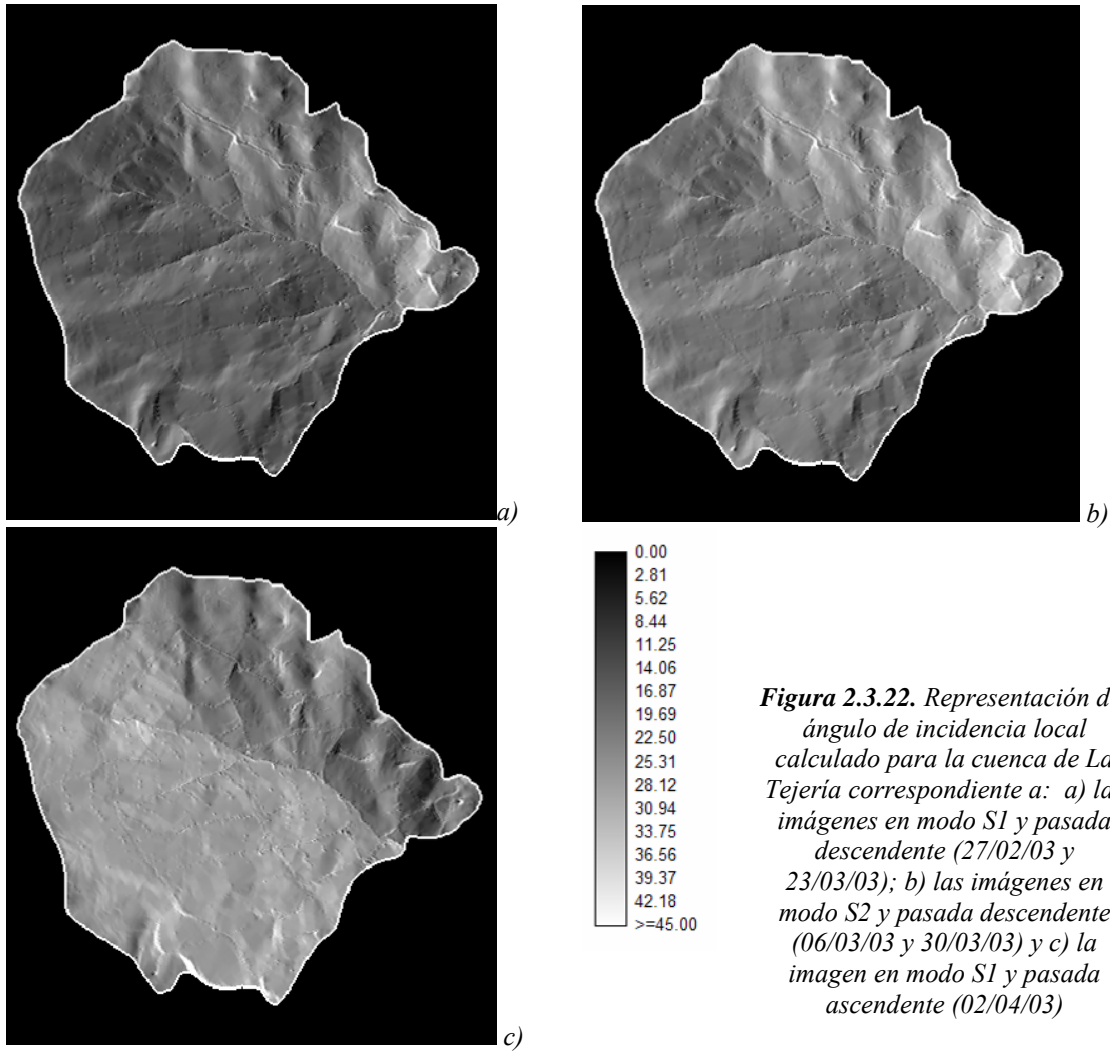


Figura 2.3.22. Representación del ángulo de incidencia local calculado para la cuenca de La Tejería correspondiente a: a) las imágenes en modo S1 y pasada descendente (27/02/03 y 23/03/03); b) las imágenes en modo S2 y pasada descendente (06/03/03 y 30/03/03) y c) la imagen en modo S1 y pasada ascendente (02/04/03)

B. IMÁGENES ENVISAT/ASAR

La calibración de las imágenes ENVISAT/ASAR es más sencilla que la de las imágenes RADARSAT-1. En el documento técnico de referencia publicado por la ESA (Rosich y Meadows, 2004) se detallan los pasos a seguir en función del tipo de producto con el que se esté trabajando. En imágenes de precisión de polarización alterna (ASA_APP_1P), como las empleadas en esta tesis, el coeficiente de retrodispersión σ^0 de un píxel determinado se obtiene a partir de su nivel digital (DN) como:

$$\sigma_{i,j}^0 = \frac{DN_{i,j}^2}{K} \sin(\theta_{inc\ i,j}) \quad (2.3.25)$$

donde, $\sigma_{i,j}^0$ es el coeficiente de retrodispersión del píxel situado en la fila i , columna j de la imagen, $DN_{i,j}$ es su nivel digital, $\theta_{inc\ i,j}$ es su ángulo de incidencia y K es un factor denominado constante de calibración absoluta, que se puede obtener del fichero de cabecera de la imagen y depende del tipo de producto, su modo de adquisición y la estación terrestre en la que se procese. En el caso de las imágenes empleadas en este estudio:

$$K = 426351,375 \quad (2.3.26)$$

El coeficiente de retrodispersión calculado de este modo está en unidades lineales, que deben ser convertidas a dB mediante una transformación logarítmica:

$$\sigma_{i,j\text{dB}}^0 = 10 \cdot \log_{10}(\sigma_{i,j}^0) \quad (2.3.27)$$

El cálculo es por tanto muy simple, la información necesaria para determinar el ángulo de incidencia de cada píxel (sin considerar el relieve del terreno) se incluye también en el fichero de cabecera. En el mismo se detalla el ángulo de incidencia de 11 píxeles de muestra en la dirección de alcance o rango. En la documentación (Rosich y Meadows, 2004) se aconseja ajustar un polinomio de quinto orden a estos datos y emplear el polinomio ajustado para calcular el ángulo de incidencia de todos los píxeles de la imagen; el ajuste de este polinomio es perfecto en ambos casos ($R^2 = 1$). En la figura 2.3.23 se muestra el ángulo de incidencia teórico calculado de este modo y el ángulo local, calculado teniendo en cuenta el relieve del terreno como se ha detallado anteriormente. El ángulo de incidencia medio de la cuenca en la imagen del 3 de septiembre es de $16,42^\circ$ y en la del 22 de septiembre $11,72^\circ$.

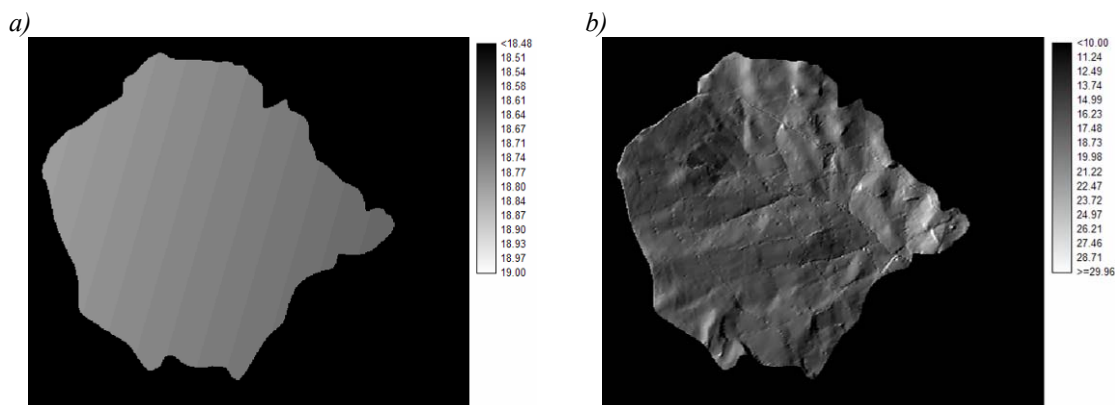


Figura 2.3.23. a) Ángulo de incidencia teórico calculado para la imagen ENVISAT/ASAR del 3 de septiembre y b) ángulo de incidencia real calculado teniendo en cuenta el relieve

El ángulo de incidencia es significativamente menor en la imagen del 22 de septiembre. En esta imagen la órbita del satélite era tal que la cuenca quedaba justamente en el borde de la imagen próximo a la pasada del satélite. De hecho, en esta imagen el extremo este de la cuenca queda fuera de la misma. En realidad, la parte de la cuenca que no aparece reflejada corresponde principalmente zonas clasificadas como improductivas que no se tienen en cuenta en el análisis, a excepción de una parte de la parcela 511.

2.3.2.2. Corrección geométrica

La georreferenciación de una imagen consiste en realizar una transformación desde valores correspondientes a número de filas y columnas a coordenadas cartográficas, para poder superponer las imágenes considerando un sistema de referencia estandarizado, darles un sentido cartográfico y poder trabajar conjuntamente con las imágenes y mapas o información de otro tipo. Además de esto, al georreferenciar las imágenes se eliminan o reducen las distorsiones que pueda tener la imagen bien por el

efecto de la rotación terrestre, posibles desviaciones de trayectoria de la plataforma espacial que aloja al sensor u otras causas propias del sensor como una incorrecta calibración etc.

La georreferenciación de las imágenes radar es un proceso relativamente complejo debido en primer lugar a las distorsiones geométricas existentes en las imágenes, sobre todo en casos en los que se cuenta con un relieve accidentado. En estos casos es habitual encontrar zonas que sufren distorsiones como el sombreado, superposición o compresión de laderas, lo que hace que al georreferenciar una imagen entera el error observado en la dirección del rango sea muy alto. Por otro lado, aunque la resolución espacial de las imágenes empleadas sea buena, la localización de puntos de control en las mismas es bastante complicada y requiere de un cierto grado de práctica.

En el caso de las imágenes RADARSAT-1, la georreferenciación se realizó mediante una transformación lineal tras localizar una serie de puntos de control (GCP) y su correspondiente remuestreo mediante el *Método del vecino más cercano*. En primer lugar se corrigió una imagen entera con un número aproximado de 60 GCPs pero el error era excesivo en la dirección del rango. Por consiguiente, se optó por corregir solamente el área local de la cuenca de estudio, cuyo relieve es relativamente homogéneo, mediante un menor número de puntos de control, considerado suficiente debido a la reducida extensión del área. Los errores obtenidos al corregir cada imagen se detallan en la tabla 2.3.17.

Tabla 2.3.17. Número de puntos y error obtenido al georreferenciar las imágenes. *rmse* se refiere al error cuadrático medio

Imagen	Nº de puntos de control	<i>rmse</i> (píxeles)
RADARSAT-1 27/02/03	5	0,81
RADARSAT-1 06/03/03	6	0,53
RADARSAT-1 23/03/03	5	0,20
RADARSAT-1 30/03/03	6	0,35
RADARSAT-1 02/04/03	5	0,91
ENVISAT/ASAR 03/09/04	6	0,44
ENVISAT/ASAR 22/09/04	10	0,77

En el caso de las imágenes ENVISAT/ASAR se realizó una ortorectificación empleando para ello un DEM de 5 x 5 m de resolución. También se corrigió únicamente un área pequeña correspondiente a la cuenca estudiada y el número de puntos empleado fue relativamente bajo. La transformación realizada fue de tipo lineal también. Los errores obtenidos se pueden observar en la tabla 2.3.17.

2.3.2.3. Filtrado del moteado o *speckle*

El moteado o *speckle* es una distorsión radiométrica inherente a cualquier sistema de adquisición de imágenes radar. Las imágenes empleadas han sido previamente procesadas con un tratamiento *multilook* para la reducción de moteado, siendo el número de *looks* igual a cuatro en el caso de las imágenes RADARSAT-1 e igual a dos en el caso de ENVISAT/ASAR AP. Este procesado *multilook* reduce sustancialmente el error en la estimación de σ^0 para un determinado píxel. No obstante, dado que las imágenes seguían teniendo apariencia granulosa se optó por aplicar un filtro de

reducción de moteado del tipo Gamma MAP (Lopes *et al.*, 1990). Se aplicó el filtro con un tamaño de ventana de 7 x 7 píxeles, que se considera un tamaño adecuado para reducir el moteado sin perder en exceso la información textural de las imágenes. Las imágenes filtradas presentan una menor granulosidad y un aspecto más homogéneo.

2.3.2.4. Cálculo de los valores del coeficiente de retrodispersión a escala de píxel, de parcela y de cuenca

Por último, una vez calculado σ^0 , georreferenciadas las imágenes y filtradas para reducir el moteado, se calcularon los valores de σ^0 correspondientes a los puntos de medida de humedad en campo así como los promedios por parcela y a nivel de cuenca. Estos valores se emplearán posteriormente para establecer relaciones con la humedad del suelo medida en campo.

Para calcular los valores medios de σ^0 a escala de parcela no se tuvieron en cuenta los píxeles correspondientes a los bordes de las parcelas (Fig. 2.3.24).

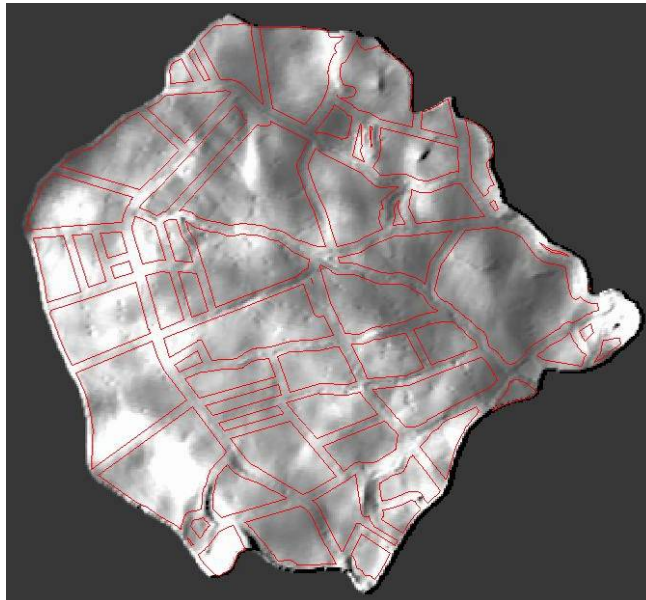


Figura 2.3.24. Imagen RADARSAT-1 a la que se ha superpuesto una capa vectorial con las parcelas de la cuenca sin considerar los píxeles de borde

Los histogramas de σ^0 de las imágenes RADARSAT-1 muestran valores más altos en los días que resultaron más húmedos, lo que representa la relación existente entre la humedad del suelo y σ^0 (Fig. 2.3.25).

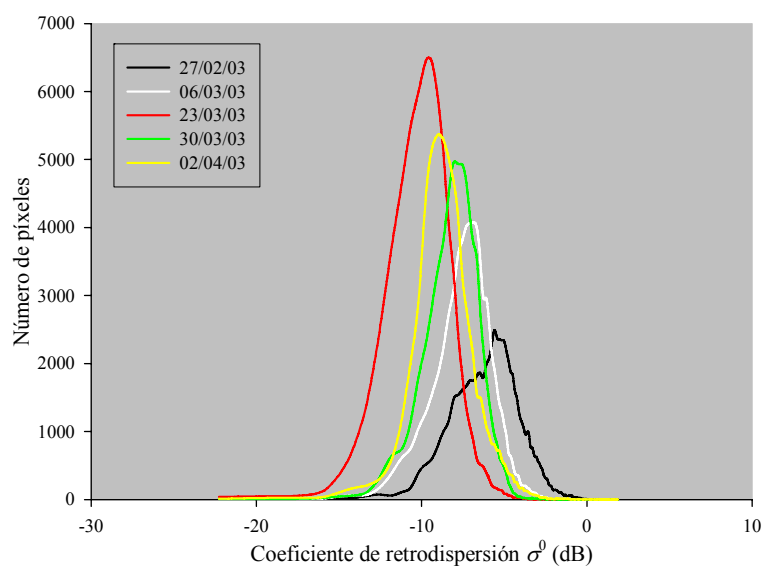


Figura 2.3.25. Histogramas de las imágenes RADARSAT-1 adquiridas sobre la cuenca de La Tejería

Estas diferencias son apreciables también en los valores medios de σ^0 para cada la cuenca en cada imagen (Tabla 2.3.18).

Tabla 2.3.18. Valor medio del coeficiente de retrodispersión (σ^0) y su desviación estándar para la cuenca de La Tejería en cada imagen RADARSAT-1

Imagen	σ^0 medio (m^2m^{-2})	Desv. std. σ^0 (m^2m^{-2})	σ^0 medio (dB)
27/02/03	0,3180	0,1385	-4,9757
06/03/03	0,2153	0,0799	-6,6696
23/03/03	0,1220	0,0521	-9,1364
30/03/03	0,1800	0,0612	-7,4473
02/04/03	0,1752	0,1046	-7,5647

En el caso de las imágenes ENVISAT/ASAR los histogramas muestran una mayor variabilidad (Fig. 2.3.26). Se aprecia además que las observaciones en polarización *hh* tienen un valor de σ^0 medio menor que las *vv*. En el tratamiento se excluyeron los píxeles con un valor de σ^0 mayor que +5,0 dB. Estos píxeles, fruto de fenómenos de reflexión de esquina en pequeñas construcciones y taludes de caminos, no son representativos de las zonas cultivadas de la cuenca y alteran las mediciones realizadas (Tabla 2.3.19).

Tabla 2.3.19. Valor medio del coeficiente de retrodispersión (σ^0) y su desviación estándar para la cuenca de La Tejería en cada imagen ENVISAT/ASAR

Imagen	σ^0 medio (m^2m^{-2})	Desv. std. σ^0 (m^2m^{-2})	σ^0 medio (dB)
03/09/04 <i>hh</i>	0,5872	0,5339	-2,3121
03/09/04 <i>vv</i>	0,7385	0,6188	-1,3165
22/09/04 <i>hh</i>	0,2320	0,2931	-6,3451
22/09/04 <i>vv</i>	0,3207	0,4195	-4,9390

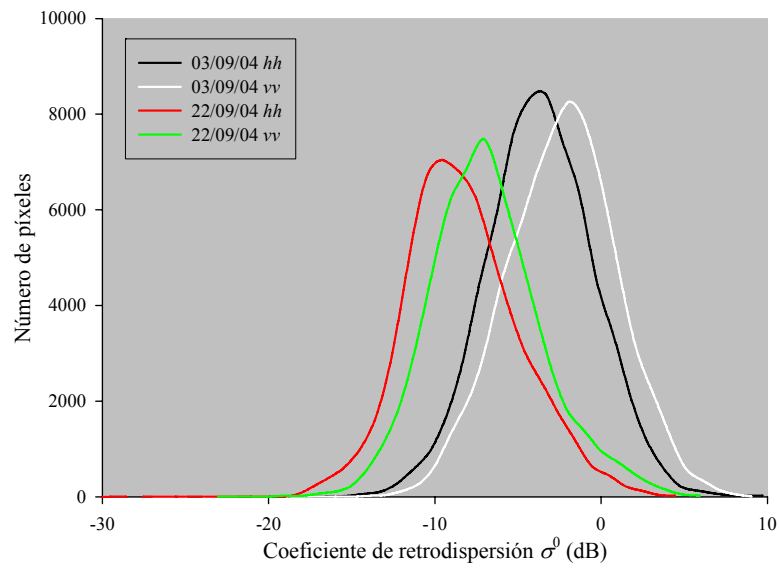


Figura 2.3.26. Histogramas de las imágenes ENVISAT/ASAR adquiridas sobre la cuenca de La Tejería

2.3.3. MODELOS DE RETRODISPERSIÓN EMPLEADOS

Tras la descripción y comparación de modelos de retrodispersión realizada en la introducción, en esta sección únicamente se mencionan los modelos de retrodispersión que se emplean en esta tesis.

En primer lugar, se aplica el modelo IEM (*Integral Equation Model*) en la versión simplificada ya descrita. El modelo IEM es un modelo de base física aplicable a un amplio rango de condiciones de rugosidad y frecuencias y ha sido validado con éxito en condiciones de laboratorio como ya se ha detallado en el apartado 2.1.3.

El modelo IEM calcula el coeficiente de retrodispersión de una superficie observada en unas condiciones determinadas a partir de características de la superficie y parámetros de la observación. Entre las características de la superficie se encuentra la constante dieléctrica y dos parámetros de rugosidad: la desviación estándar de las alturas de la superficie y la longitud de correlación.

En este estudio, la constante dieléctrica se calcula a partir de las medidas de humedad realizadas en campo empleando el modelo de mezcla dieléctrica de Dobson *et al.* (1985), descrito en la sección 2.1.1.

Inicialmente el modelo IEM se aplica de forma directa, calculando el valor de σ^0 estimado, que se comparará con las observaciones realizadas por los sensores RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR. Posteriormente se realizará una inversión del modelo para estimar la constante dieléctrica ε a partir de las observaciones de σ^0 y las mediciones de rugosidad.

La inversión del modelo debe realizarse de forma numérica. En esta tesis se sigue un esquema basado en el método de Newton-Raphson para la resolución de sistemas de ecuaciones no lineales.

La inversión comienza tomando un valor inicial de constante dieléctrica ε_{ini} . Con ese valor inicial se calcula el coeficiente de retrodispersión correspondiente σ_{calc}^0 . Una vez obtenido σ_{calc}^0 se puede calcular la diferencia entre éste y el coeficiente de retrodispersión observado por el sensor σ_{obs}^0 . Esta diferencia se denomina $\Delta\sigma^0$. Por otro lado, se puede calcular también la Jacobiana J de σ^0 respecto a ε en el punto correspondiente a ε_{ini} , que no es más que:

$$J = \frac{\partial \sigma^0}{\partial \varepsilon} \quad (2.3.27)$$

Obtenida la Jacobiana J se actualiza la estimación inicial ε_{ini} del siguiente modo:

$$\varepsilon = \varepsilon_{ini} + \frac{\Delta\sigma^0}{J} \quad (2.3.28)$$

Tras lo cual, se repite el proceso hasta que el valor de $\Delta\sigma^0$ alcanza un umbral mínimo requerido. En este caso el umbral se ha fijado en 0,000001 dB.

Invertido el valor de ε , se obtiene su correspondiente humedad SM aplicando el mismo procedimiento de inversión al modelo de Dobson *et al.* (1985).

El método de inversión seguido, permite obtener de forma bastante sencilla el valor de la humedad teniendo en cuenta la complejidad matemática del modelo.

El resto de los modelos de retrodispersión empleados, son el modelo empírico de Oh *et al.* (1992) y el modelo semi-empírico de Oh (2004). Estos modelos, a pesar de ser empíricos, han sido desarrollados y validados con observaciones adquiridas en condiciones muy diferentes. Además de esto, su gran ventaja estriba en el hecho de que únicamente requieren un parámetro de rugosidad, la desviación estándar de las alturas s , lo cual facilita su aplicación. En la sección 2.1.3 se describe de forma detallada la formulación de estos modelos.

Ambos modelos, han sido aplicados también en su modo directo y posteriormente han sido invertidos siguiendo un esquema idéntico al descrito en el caso del IEM.

Tanto los modelos de Oh (Oh *et al.*, 1992; Oh, 2004) como el IEM han sido aplicados a las campañas RADARSAT-1 y ENVISAT/ASAR a escala de cuenca y a escala de parcela. En este último caso tomando como referencia las parcelas de control monitorizadas en cada caso.

2.3.4. ADAPTACIÓN DEL MÉTODO DE PAUWELS *ET AL.* (2002)

De forma adicional a la aplicación de los modelos, se han aplicado dos esquemas basados en el método propuesto por Pauwels *et al.* (2002). Este método combina dos modelos de retrodispersión: el modelo IEM y el modelo de Oh *et al.* (1992) de forma iterativa, empleando para ello dos imágenes adquiridas en condiciones de rugosidad similares. En estas condiciones el método permite estimar tanto la humedad superficial del suelo como sus parámetros de rugosidad. Para ello establece un sistema de cuatro ecuaciones y cuatro incógnitas que se resuelve mediante una iteración. La posibilidad de estimar conjuntamente la humedad y los parámetros de rugosidad resulta de gran interés.

En el siguiente apartado se describe de forma detallada el método desarrollado por Pauwels *et al.* (2002) y en los apartados subsiguientes se adapta a las condiciones de este estudio, en primer lugar a la campaña de imágenes RADARSAT-1 y en segundo lugar a las imágenes ENVISAT/ASAR.

2.3.4.1. Método de Pauwels *et al.* (2002)

El método de Pauwels *et al.* (2002) fue desarrollado en base a observaciones adquiridas por los sensores ERS-1 y ERS-2. Como se ha comentado anteriormente, este método requiere de dos observaciones para su aplicación. Además, asume las siguientes hipótesis de partida:

- La rugosidad se mantiene constante entre las dos adquisiciones
- Los dos modelos de retrodispersión empleados describen adecuadamente σ^0
- Las superficies agrícolas tienen una función de autocorrelación de tipo exponencial

Bajo estas hipótesis, se plantea un sistema que consta de cuatro ecuaciones y cuatro incógnitas. Las ecuaciones son el modelo IEM ($\sigma_{\text{IEM}}^0 = f(s, l, \epsilon)$) y el modelo de Oh ($\sigma_{\text{Oh}}^0 = f(s, \epsilon)$) aplicados a la primera y segunda imagen, y las incógnitas son las constantes dieléctricas de las dos fechas ϵ_1 y ϵ_2 , y los parámetros de rugosidad s y l .

Debido a la compleja matemática de este sistema, es necesario recurrir a métodos iterativos para resolverlo. La forma de resolverlo que proponen Pauwels *et al.* (2002) se detalla a continuación (Fig. 2.3.27). En primer lugar, se realiza una estimación inicial del parámetro de rugosidad s denominada s_{est} . Con esta estimación y el modelo de Oh *et al.* (1992) se calculan las constantes dieléctricas de las dos imágenes ϵ_1 y ϵ_2 . Posteriormente, empleando s_{est} y ϵ_1 se aplica el modelo IEM a la primera imagen y se calcula la longitud de correlación l . Utilizando el valor calculado de l y ϵ_2 se aplica el IEM a la segunda imagen y se recalcula el valor de s , denominado en este caso s_{calc} . Por último, se evalúa el ajuste entre s_{est} y s_{calc} y se repite el procedimiento en todo el rango posible de valores de s hasta que se alcanza la convergencia deseada en términos de $|s_{\text{est}} - s_{\text{calc}}|$. Cuando se alcanza la convergencia, los valores de s y l se dan por buenos y se puede estimar la humedad en las dos imágenes resolviendo el IEM o el modelo de Oh con estos parámetros de rugosidad.

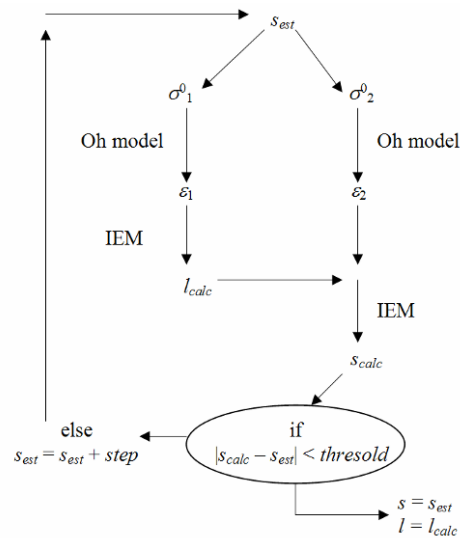


Figura 2.3.27. Algoritmo iterativo planteado por Pauwels et al. (2002). (Fuente: Álvarez-Mozos et al., 2005c)

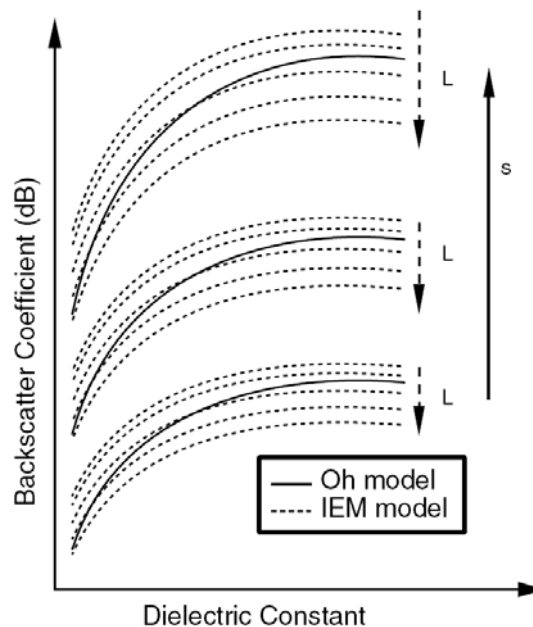


Figura 2.3.28. Esquema que representa el procedimiento de resolución; s y L representan los parámetros de rugosidad desviación estándar de las alturas y longitud de correlación respectivamente. (Fuente: Pauwels et al., 2002)

El procedimiento se puede explicar gráficamente mediante la figura 2.3.28. En ésta se observa que el método determina el conjunto de parámetros para los cuales dos familias de curvas muestran un mejor ajuste. Para cada valor de s hay una curva de Oh y para cada curva de Oh hay una familia de curvas de IEM en función de su valor de l . Para un par de valores de σ^0 hay un conjunto de parámetros s y l para los que las constantes dieléctricas calculadas por ambos modelos muestran un mejor ajuste.

En realidad, el método utiliza el parámetro l como parámetro de ajuste y su estimación, en principio, no tiene por qué ser realista.

Pauwels *et al.* (2002) no comparan los parámetros de rugosidad s y l estimados por este método con observaciones de campo. No obstante, comparan las estimaciones de humedad con mediciones realizadas en campo a una profundidad de 2 cm y en condiciones de suelo desnudo. El ajuste que obtienen es muy bueno (Fig 2.3.29) con un error medio cuadrático en la estimación de la humedad de un 5,66% a escala de parcela.

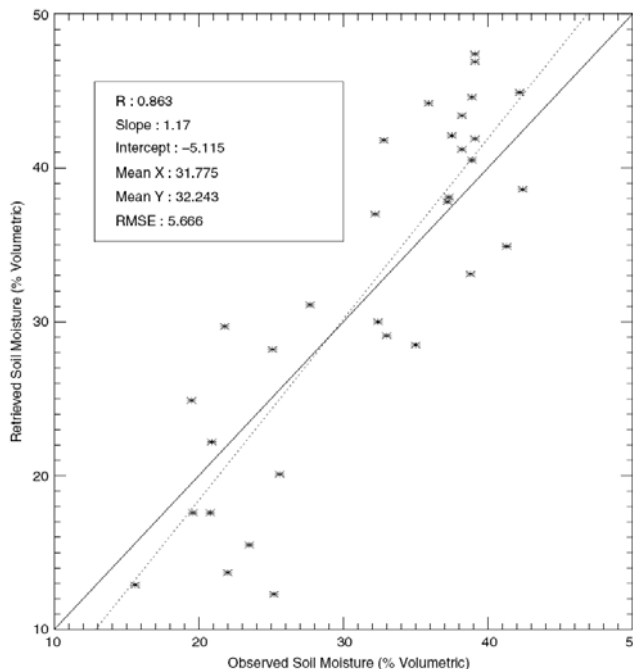


Figura 2.3.29. Comparación entre las estimaciones de humedad y las observaciones realizadas en campo por Pauwels *et al.* (2002) (Fuente: Pauwels *et al.*, 2002)

2.3.4.2. Adaptación a la campaña RADARSAT-1

Los resultados obtenidos por Pauwels *et al.* (2002) en su aplicación a imágenes ERS-1/2 son, según el conocimiento del doctorando que elabora esta tesis, los mejores documentados en la aplicación de sensores radar de configuración simple a parcelas agrícolas en condiciones naturales. El método resuelve la problemática de la medición en campo de la rugosidad de forma ingeniosa. Incluso, proporciona estimaciones adicionales de los parámetros de rugosidad, cuya fiabilidad debe ser aún determinada, pero que hacen que la utilidad del método sea doble y que pueda ser empleado en condiciones en las que sea de interés estimar la rugosidad superficial.

En principio, las condiciones de la campaña RADARSAT-1 llevada a cabo en esta tesis son adecuadas para la aplicación de este método. Por un lado, la rugosidad permanece invariable a lo largo del periodo de estudio y su función de autocorrelación es de tipo exponencial. Por lo tanto, el método resulta aplicable a esta campaña. Asimismo, el hecho de contar con cinco observaciones en un periodo breve de tiempo en el que la rugosidad se mantiene invariable, permite aplicar el esquema a diferentes combinaciones de pares de imágenes y ver cómo influye este hecho en los resultados obtenidos. Los parámetros de rugosidad calculados iterando con un par de imágenes se emplearán para estimar la constante dieléctrica en el resto de imágenes.

La aplicación de este método se realiza a escala de cuenca y a escala de parcela. La aplicación a escala de parcela tiene un mayor interés porque permitirá evaluar la capacidad del método para diferenciar las distintas condiciones de rugosidad observadas en las parcelas pertenecientes a las diferentes clases.

El rango de valores de s en el que se realizará la iteración es en principio el rango de validez de ambos modelos. En principio, el modelo de Oh *et al.* (1992) se desarrolló para condiciones de $k \cdot s > 0,1$ cm, lo que supone el límite inferior de la iteración. La versión empleada del modelo IEM es válida para valores de $k \cdot s < 3,0$ cm, que se corresponde con el límite superior. Por otro lado, la experiencia indica que en la práctica es muy inusual encontrar valores de $s < 0,50$ cm, por lo que el límite inferior empleado ha sido éste. La resolución con la que se han *escaneado* los valores de s es de 0,01 cm, precisión considerada suficiente. Asimismo, en lugar de fijar un umbral para evaluar el error $|s_{est} - s_{calc}|$, se ha tomado como solución el conjunto de parámetros que da un valor mínimo del error.

De forma adicional se realiza un estudio con datos sintéticos. El objetivo de este estudio es profundizar en esta metodología y analizar cómo diferentes características del terreno y de la adquisición influyen en los resultados obtenidos. Para ello se generan una serie de observaciones hipotéticas mediante el modelo IEM considerando diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia.

Las observaciones hipotéticas se realizan tomando como base la configuración de RADARSAT-1, es decir, considerando una frecuencia de 5,3 GHz y polarización *hh*. Se consideran tres ángulos de incidencia distintos: 20°, 30° y 40°. Y cuatro condiciones de rugosidad con sus correspondientes valores de s y l :

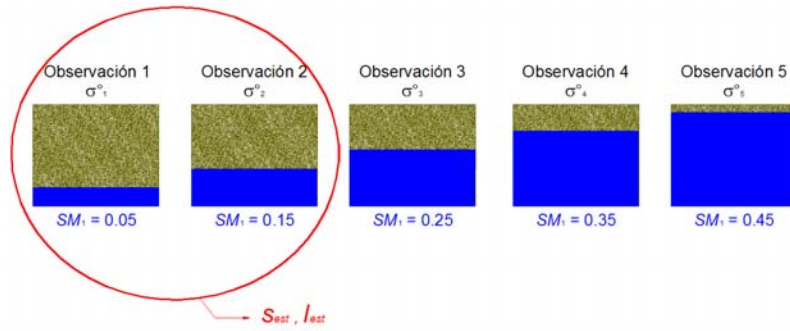
- Superficie muy lisa: $s = 0,70$ cm y $l = 3,00$ cm
- Superficie moderadamente lisa: $s = 1,00$ cm y $l = 4,00$ cm
- Superficie moderadamente rugosa: $s = 1,50$ cm y $l = 5,00$ cm
- Superficie muy rugosa: $s = 2,00$ cm y $l = 7,50$ cm

El objetivo es, como ya se ha mencionado, evaluar el funcionamiento del método en condiciones distintas de rugosidad y de ángulo de incidencia. Asimismo, se evaluará la influencia que la humedad del suelo ejerce en el funcionamiento del método. Para ello, se consideran cinco condiciones de humedad: $0,05 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$, $0,15 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$, $0,25 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$, $0,35 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ y $0,45 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

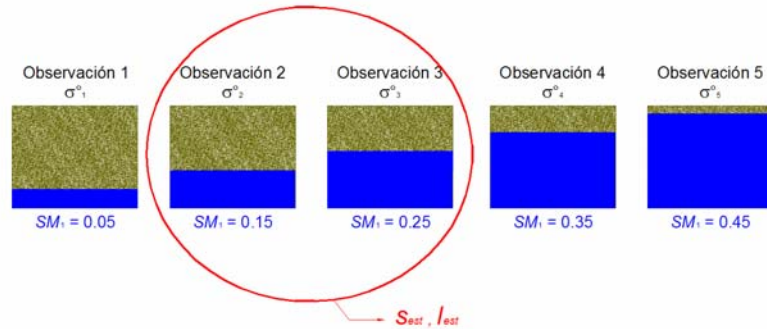
Por último, para transformar la humedad a constante dieléctrica y viceversa se emplea el modelo de Dobson *et al.* (1985), y los parámetros que éste requiere, densidad aparente, textura y temperatura del suelo, se consideran similares a los observados en La Tejería:

- Proporción de arena = 15%
- Proporción de arcilla = 35%
- Densidad aparente = $1,40 \text{ g cm}^{-3}$
- Temperatura del suelo = 10°C

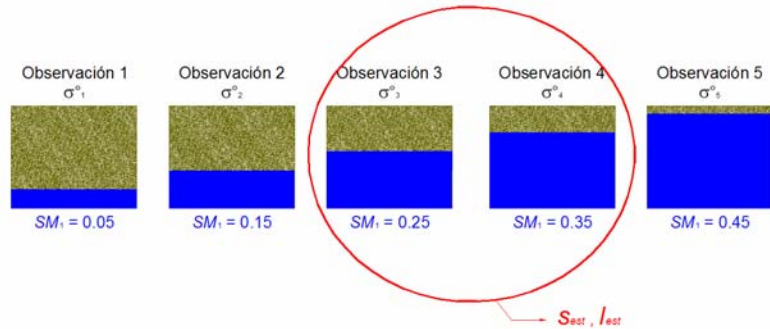
a)



b)



c)



d)

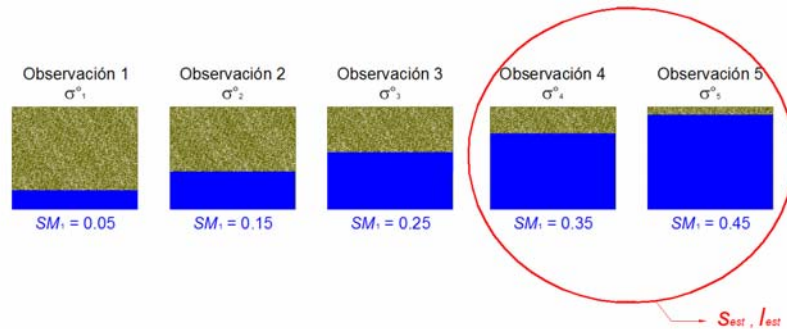


Figura 2.3.30. Existen cuatro diferentes posibilidades usando dos de las cinco observaciones en la iteración para la estimación de los parámetros de rugosidad s_{est} y l_{est} . Se emplean imágenes de condiciones más húmedas desde a) a d)

La aplicación del método a estos datos sintéticos se realiza de forma análoga a su aplicación a los datos reales de la campaña RADARSAT-1. Esto es, se consideran cinco observaciones (o imágenes) realizadas sobre condiciones de humedad distintas (las cinco condiciones de humedad mencionadas). El método se aplica empleando en la iteración dos de las cinco imágenes, al igual que en la aplicación real, que permitirán

estimar los parámetros de rugosidad que serán luego empleados para estimar el contenido de humedad en las cinco imágenes.

Para analizar la influencia de la humedad en el modelo, se observará el valor de los parámetros de rugosidad estimados usando en la iteración observaciones en diferentes condiciones de humedad (Fig. 2.3.30). En primer lugar se emplearán las imágenes de condiciones más secas (Fig. 2.3.30a) y después se irán considerando las imágenes con contenidos de humedad mayores (Fig. 2.3.30b, c) hasta llegar a la cuarta combinación (Fig. 2.3.30d) en la que se utilizan las dos imágenes más húmedas.

Este esquema se repetirá en todos los casos de rugosidad considerados y bajo los diferentes ángulos de incidencia mencionados. El objetivo de este estudio sintético es la generalización del método de Pauwels *et al.* (2002) a diferentes condiciones.

Otra modificación que se realizará será la incorporación del modelo de Oh (2004) en lugar del modelo de Oh *et al.* (1992). En el análisis comparativo realizado (sección 2.1.4) se observa que el modelo de Oh *et al.* (1992) podía no funcionar de forma adecuada en configuraciones con ángulos de incidencia pequeños, ya que no contempla la componente coherente de la retrodispersión. La descripción del coeficiente de retrodispersión observado con ángulos de incidencia bajos resulta en principio más adecuada en el modelo de Oh (2004), con lo que se evaluará su incorporación al método.

2.3.4.3. Adaptación a la campaña ENVISAT/ASAR

El método descrito puede ser adaptado también a las imágenes adquiridas por el sensor ENVISAT/ASAR en su modo de polarización alterna (AP). En este caso, el problema es similar, ya que se cuenta con dos observaciones adquiridas en condiciones idénticas de rugosidad, una en polarización *hh* y otra en *vv* (Fig. 2.3.31). Por lo tanto, es posible realizar una iteración similar, tomando un valor inicial s_{est} con el que se invierte la constante dieléctrica ε mediante el modelo de Oh empleando la observación en polarización *hh*. Obtenida ε es posible calcular el valor de l correspondiente invirtiendo el IEM con la observación *hh* también. Con los valores de ε y l estimados e invirtiendo una vez más el IEM, en este caso con la observación *vv*, se recalcula s , denominada en este caso s_{calc} . Por último, al igual que en el caso anterior, se evalúa la convergencia en términos de $|s_{est} - s_{calc}|$. Si el resultado no es satisfactorio, se actualiza el valor de s_{est} un intervalo y se repite el proceso. Se da por buena la combinación de parámetros que proporciona una mejor convergencia.

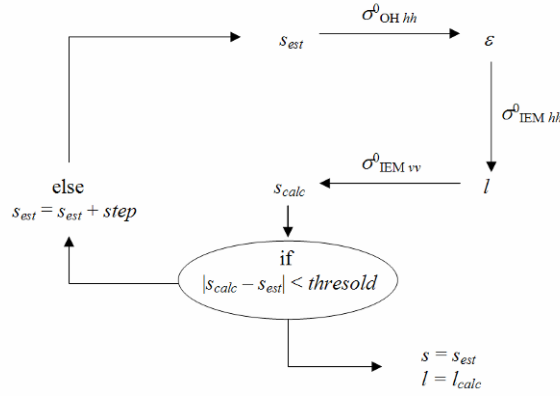


Figura 2.3.31. Algoritmo para la estimación de la humedad del suelo y los parámetros de rugosidad empleando imágenes ENVISAT/ASAR AP, basado en el método de Pauwels et al. (2002)

En este caso el interés que despierta el método es aun mayor, ya que a partir de una única imagen ENVISAT/ASAR AP, con sus dos bandas correspondientes, es posible estimar la humedad del suelo y los parámetros de rugosidad, sin necesidad de imágenes multitemporales adquiridas en condiciones de rugosidad constante.

De forma similar a la campaña RADARSAT-1, en este caso se aplica el método a escala de cuenca y a escala de parcela. En este último caso se analizan dos parcelas por cada clase de rugosidad estudiada. Por último se aplica el método a un conjunto de datos sintético similar al empleado en el caso de RADARSAT-1. Para ello se generan una serie de observaciones hipotéticas mediante el modelo IEM considerando diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia.

Las observaciones hipotéticas se realizan tomando como base la configuración de ENVISAT/ASAR, es decir, considerando una frecuencia de 5,333 GHz y las polarizaciones vv y hh. Se consideran tres ángulos de incidencia distintos: 20°, 30° y 40°. Y tres condiciones de rugosidad con sus correspondientes valores de s y l :

- Superficie lisa: $s = 0,70$ cm y $l = 3,00$ cm
- Superficie media: $s = 1,50$ cm y $l = 4,00$ cm
- Superficie rugosa: $s = 2,30$ cm y $l = 6,00$ cm

Además, para evaluar la influencia que el contenido de humedad del suelo en el momento de adquisición de las imágenes pudiera tener en el método, se consideran tres condiciones de humedad distintas: $0,07 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$, $0,20 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ y $0,35 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

Se procederá de forma análoga al caso anterior. Asimismo, se estudiará la incorporación del modelo de Oh (2004) al método en lugar del modelo de Oh *et al.* (1992).

2.3.5. OTROS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA LONGITUD DE CORRELACIÓN

La longitud de correlación es el parámetro de rugosidad que presenta una mayor variabilidad y cuya determinación mediante mediciones de campo resulta más difícil. Recientemente, se han propuesto diferentes métodos para obtener estimaciones de la misma por otras vías que no sean la medición directa. En esta tesis doctoral, se revisan y aplican dos de estos métodos: el propuesto por Davidson *et al.* (2003) y el propuesto por Baghdadi *et al.* (2002; 2004).

2.3.5.1. Método basado en Davidson *et al.* (2003)

Davidson *et al.* (2003) realizaron un estudio en el que se analizaba la validez de los perfiles de rugosidad obtenidos mediante perfilómetros de 1 m y se estudiaban las propiedades conjuntas de los parámetros s y l . En este trabajo, los autores propusieron la existencia de una relación lineal entre los dos parámetros de rugosidad s y l .

$$l = 1,47 + 1,64 \cdot s \quad (2.3.29)$$

La existencia de tal relación puede ser de gran utilidad en casos en los que no se cuente con un instrumento lo suficientemente detallado para medir adecuadamente l . Asimismo, una relación de este tipo permitiría simplificar el problema de la inversión al reducir el número de incógnitas.

En esta tesis, se analizará la validez de tal relación empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo en las dos campañas estudiadas.

Posteriormente, se empleará dicha relación para obtener una serie de valores alternativos de l que se emplearán para estimar la humedad superficial del suelo mediante la inversión del IEM.

2.3.5.2. Método basado en Baghdadi *et al.* (2002b; 2004)

Una línea de trabajo paralela a la propuesta por Davidson *et al.* (2002) es la desarrollada por Baghdadi *et al.* (2002b; 2004). Estos autores proponen la existencia de un valor óptimo de l que no sólo representa la verdadera magnitud del parámetro sino que además proporciona un funcionamiento óptimo del modelo empleado. Para ello, los autores invirtieron el modelo IEM para estimar el valor de l a partir de observaciones radar de diferente tipo y mediciones de humedad y de s .

En este caso, Baghdadi *et al.* (2002b; 2004) observaron que existía una relación de tipo exponencial o potencial entre el valor de l obtenido por este método y su correspondiente valor de s . Esta relación exponencial o potencial variaba además según variaban las condiciones de observación y en concreto el ángulo de incidencia.

En esta tesis, se procede a la aplicación de este método para obtener valores óptimos o calibrados del parámetro l . Se analiza cómo varía el valor de l obtenido en las diferentes

parcelas de una misma clase de rugosidad, así como en las diferentes fechas de adquisición de imágenes. Por ultimo, se analiza la relación existente entre los valores de l estimados por este método y sus correspondientes mediciones de s , y se compara esta relación con las observadas por Baghdadi.

2.4. RESULTADOS

2.4.1. MODELOS DE REGRESIÓN LINEAL ENTRE EL COEFICIENTE DE RETRODISPERSIÓN Y LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

En primer lugar y de forma descriptiva, se analizó la correlación existente entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 calculado a partir de las imágenes y la humedad superficial del suelo SM medida en campo. Como se ha comentado en la introducción, en teoría, ambas variables muestran una relación lineal siempre que se mantengan homogéneas las características de la superficie (rugosidad, tipo de suelo etc.) y las observaciones se adquieran en una misma configuración (frecuencia, polarización y ángulo de incidencia).

La correlación se ha estudiado de forma independiente en las dos campañas de adquisición de imágenes, dado que entre ambas existen variaciones significativas en la rugosidad superficial.

2.4.1.1. Campaña RADARSAT-1

En esta campaña, se parte de una hipótesis inicial que asume la homogeneidad de los parámetros de rugosidad dentro de cada clase de laboreo. Por lo tanto, las diferentes parcelas (y los píxeles) pertenecientes a una misma clase deberían seguir una misma relación lineal.

La configuración de las imágenes RADARSAT-1 empleadas varía sensiblemente en cuanto a su ángulo de incidencia (aproximadamente 5° entre las imágenes adquiridas en el modo S1 y las adquiridas en el modo S2). Por otro lado, la topografía modifica el ángulo de incidencia como ya se ha comentado, causando una variabilidad adicional en el ángulo de incidencia entre las diferentes parcelas y zonas de la cuenca. Además, los parámetros de rugosidad muestran una gran variabilidad espacial dentro de cada clase. Las variaciones en el ángulo de incidencia y la variabilidad de la rugosidad superficial son características que pueden incrementar la dispersión en las regresiones lineales. Sin embargo, estas características son comunes a cualquier estudio de este tipo en zonas agrícolas. Por lo tanto, resulta de interés estudiar cómo influyen en la relación lineal entre σ^0 y SM , así como determinar la utilidad de las regresiones como herramienta de estimación de la humedad a partir de imágenes radar.

Con este objetivo, se estudió la correlación existente entre ambas variables ajustando modelos de regresión lineal entre las mediciones de campo de SM y las observaciones de σ^0 . Estas regresiones se plantearon a escala de cuenca, a escala de parcela y a escala puntual o de píxel.

A. ESCALA DE CUENCA

La correlación observada a escala de cuenca es alta (R^2 0,863) (Fig. 2.4.1). A esta escala la única causa posible de variabilidad sería derivada del hecho de tener imágenes adquiridas con ángulos de incidencia diferentes, ya que entre las distintas observaciones no se produjeron modificaciones significativas en la rugosidad o en la cubierta vegetal. Por lo tanto, parece ser que una variación en el ángulo de incidencia de entre 17° y 25° no altera de forma importante la relación lineal entre σ^0 y SM .

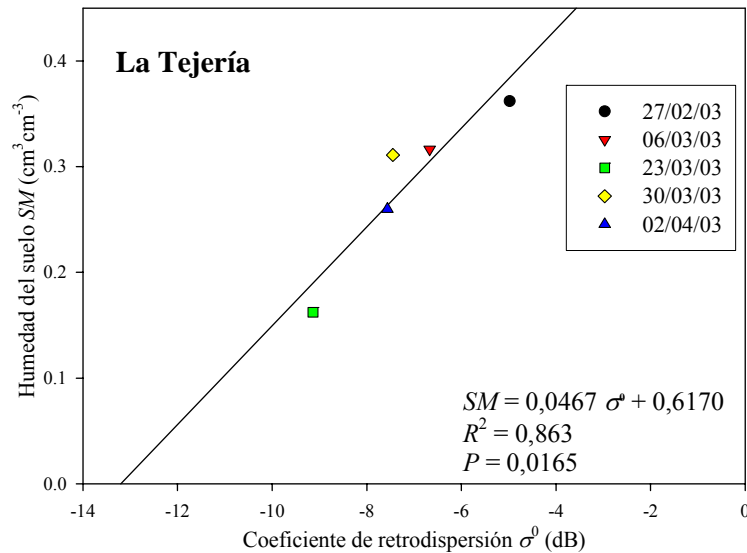


Figura 2.4.1. Regresión lineal ajustada a escala de cuenca. Los diferentes símbolos corresponden a las diferentes imágenes. Se detalla la regresión lineal obtenida junto con su coeficiente de correlación (R^2) y la potencia del ajuste (P)

B. ESCALA DE PARCELA

La siguiente escala de trabajo considerada es la escala de parcela. Esta escala de trabajo resulta de gran interés en zonas agrícolas, dado que permite analizar la influencia de las diferentes técnicas de manejo en los procesos estudiados. En este caso, para analizar la correlación entre σ^0 y la humedad del suelo SM a esta escala, se establecen regresiones lineales entre los valores medios de ambas variables en las 16 parcelas de control estudiadas.

Ajustando las regresiones a cada parcela de forma individual, se obtienen unos coeficientes de correlación aceptables en la mayoría de los casos (Tabla 2.4.1). Sin embargo, se observa una variabilidad considerable en los valores de pendiente y ordenada en el origen de las parcelas pertenecientes a una misma clase.

La parcela de la clase *Vertedera* tiene una correlación entre σ^0 y SM bastante baja, debido probablemente a la dificultad adicional de la medición de la humedad en campo en este tipo de superficies.

Según la hipótesis de partida de homogeneidad de condiciones en cada clase, todas las parcelas de una misma clase deben seguir una misma relación lineal entre σ^0 y SM . Al ajustar estas regresiones por clase (Fig. 2.4.2), se observa que el coeficiente de

correlación baja. No obstante, sus valores siguen siendo bastante altos, especialmente en las clases *Leguminosas* y *Cereal compactado*. En la clase *Cereal* el coeficiente de correlación es menor debido a que el número de parcelas es mayor y, por consiguiente, la variabilidad que se incorpora a la regresión es también mayor.

Tabla 2.4.1. Regresiones lineales ajustadas para cada parcela. Se detalla la pendiente (a), ordenada en el origen ($y(0)$), el coeficiente de correlación (R^2) y la potencia del ajuste (P) en cada caso

Parcela	Clase	Superficie (m ²)	Pendiente (a)	Ordenada en origen ($y(0)$)	R^2	P
194	leguminosas	30290	0,0377	0,5362	0,6488	0,198
250	leguminosas	34438	0,0548	0,6961	0,9385	0,007
188	cereal compactado	42553	0,0308	0,5082	0,7928	0,136
234	cereal compactado	19215	0,0262	0,4825	0,8339	0,096
196	cereal	7236	0,0275	0,4271	0,6028	0,138
199	cereal	37561	0,0342	0,5005	0,7961	0,063
200	cereal	56166	0,0145	0,3564	0,6967	0,182
201	cereal	59527	0,0268	0,4436	0,7164	0,073
235	cereal	31332	0,0335	0,5213	0,9394	0,038
238	cereal	18522	0,0390	0,5476	0,8499	0,038
240	cereal	49558	0,0307	0,5101	0,9121	0,037
243	cereal	10035	0,0330	0,4552	0,5809	0,093
248	cereal	73997	0,0423	0,5633	0,8162	0,032
258	cereal	31177	0,0409	0,5449	0,7572	0,135
511	cereal	94835	0,0177	0,3946	0,2902	0,528
232	vertedera	10944	0,0138	0,3188	0,4830	0,071

C. ESCALA PUNTUAL O DE PÍXEL

Por último, se estudió la relación entre σ^0 y SM a escala puntual. Para ello se compararon las 60 mediciones de SM realizadas en cada día de observación con el valor de σ^0 de su píxel correspondiente. La resolución espacial de las imágenes RADARSAT-1, y de las imágenes radar en general, es bastante alta (del orden de 20 m). Sin embargo, la utilidad de estas imágenes a escalas detalladas se ve limitada por la existencia de moteado. Resulta interesante realizar este análisis para estudiar como influye el moteado en la relación de σ^0 con SM y ver si la correlación es similar a la obtenida a escala de parcela.

Las regresiones se ajustaron para todos los puntos pertenecientes a una misma clase (Fig. 2.4.3). El grado de correlación obtenido en estas regresiones disminuye marcadamente. Además, la pendiente y ordenada en el origen varían claramente respecto al valor obtenido a escala de parcela.

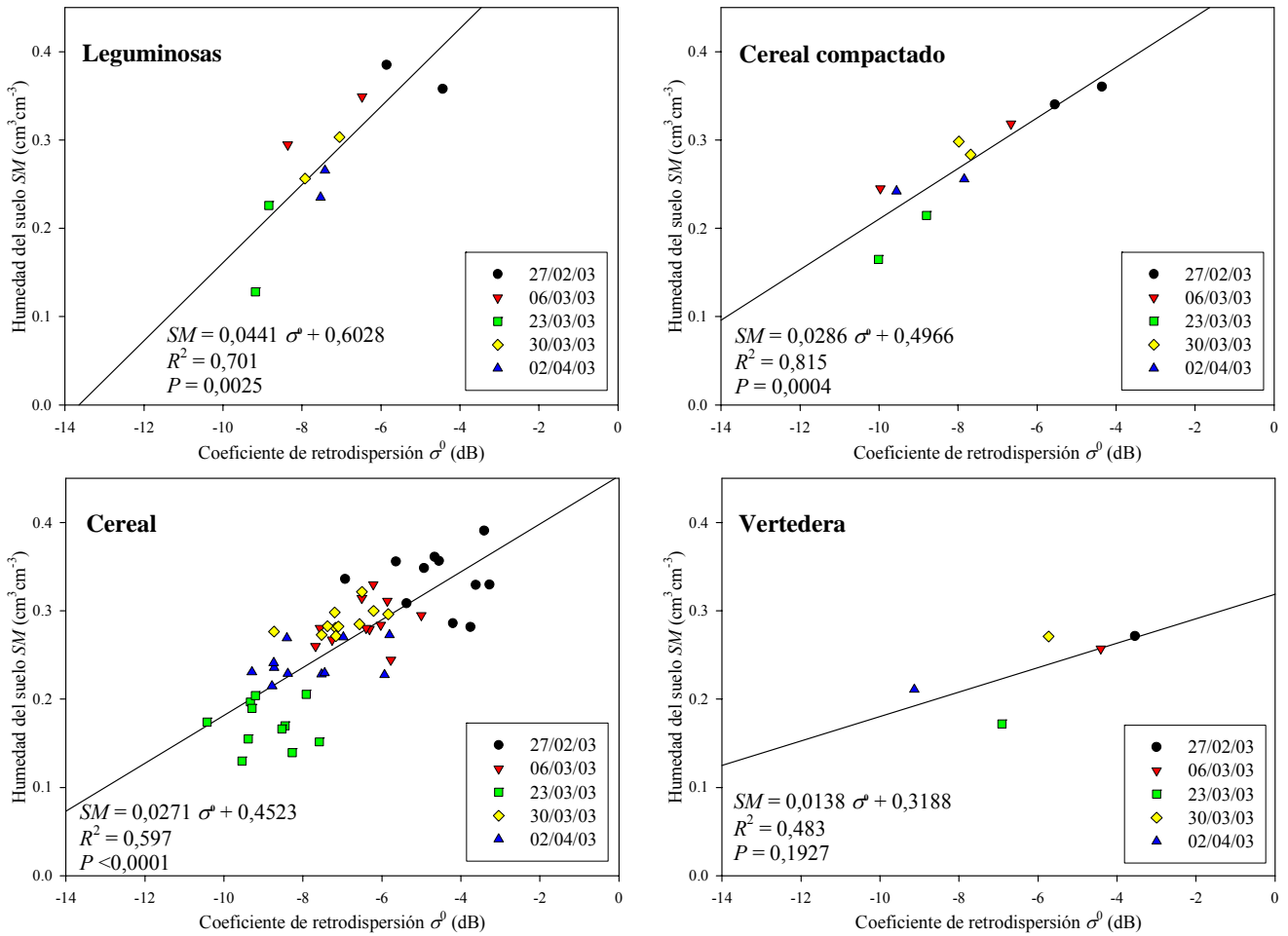


Figura 2.4.2. Regresiones lineales a escala de parcela ajustadas para cada clase. En cada caso se detalla la regresión obtenida junto con su coeficiente de correlación (R^2) y la potencia del ajuste (P)

La gran variabilidad que se observa en las regresiones a escala puntual responde a varios factores. En primer lugar, hay que tener en cuenta que se están comparando valores de σ^0 correspondientes a un píxel de 12,5 x 12,5 m con medidas de SM obtenidas tras promediar tres lecturas de TDR realizadas en un área de unos pocos metros. La variabilidad espacial de la humedad puede hacer que en algunos casos esta comparación no sea adecuada. En segundo lugar, el moteado o *speckle* puede alterar aleatoriamente el valor de los píxeles. Además de esto, la variabilidad en el ángulo de incidencia local de cada píxel y en los parámetros de rugosidad puede ser responsable en gran medida de la dispersión observada.

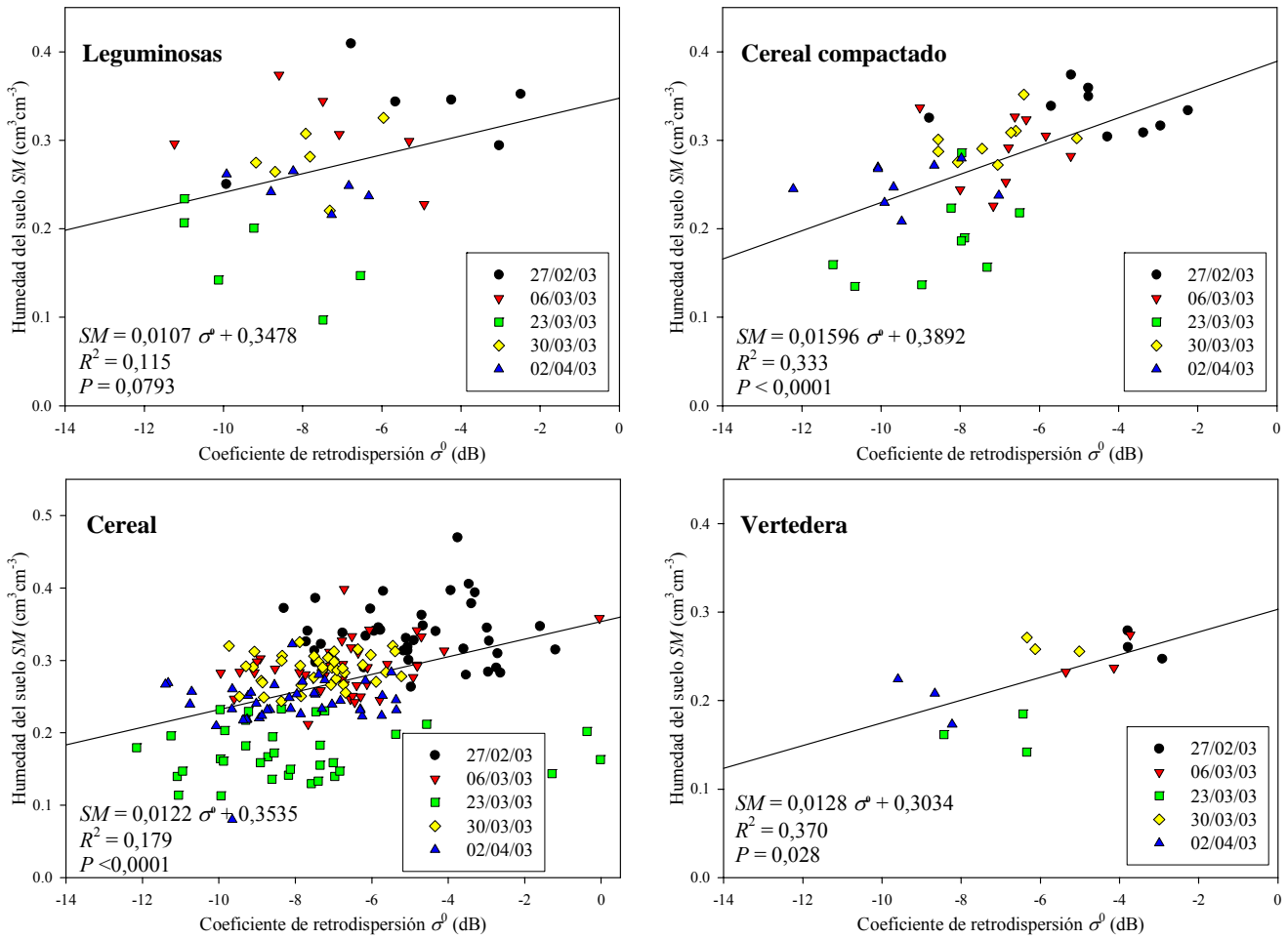


Figura 2.4.3. Regresiones lineales a escala puntual ajustadas para cada clase. En cada caso se detalla la regresión obtenida junto con su coeficiente de correlación (R^2) y la potencia del ajuste (P)

2.4.1.2. Campaña ENVISAT/ASAR

En la campaña ENVISAT/ASAR no se pudo realizar un análisis similar estudiando la correlación a diferentes escalas espaciales por varios motivos. En primer lugar, y como consecuencia de los pobres resultados obtenidos a escala de píxel en la campaña RADARSAT-1, en esta campaña no se realizaron medidas a esta escala. Se optó por realizar las mediciones de campo a escala de parcela de forma más detallada. Por otro lado, al contar tan solo con dos imágenes, adquiridas además en condiciones de rugosidad diferentes, no se puede estudiar conjuntamente la correlación a escala de parcela ni de cuenca.

La correlación observada para cada imagen entre σ^0 y SM a escala de parcela, no resulta tan significativa como en la campaña RADARSAT-1. El 3 de septiembre todas las parcelas de control presentaban el mismo estado superficial o clase de rugosidad. Sin embargo, no se observa ninguna correlación evidente entre el contenido de humedad de las parcelas y el coeficiente de retrodispersión observado en la imagen *hh* o en la *vv* (Fig. 2.4.4). Los valores de σ^0 observados son en general más altos que los obtenidos en las imágenes RADARSAT-1, especialmente teniendo en cuenta que la humedad de las parcelas en esta fecha no era demasiado alta. Por otro lado, el valor de σ^0 en polarización *vv* es en todos los casos superior al valor en *hh*.

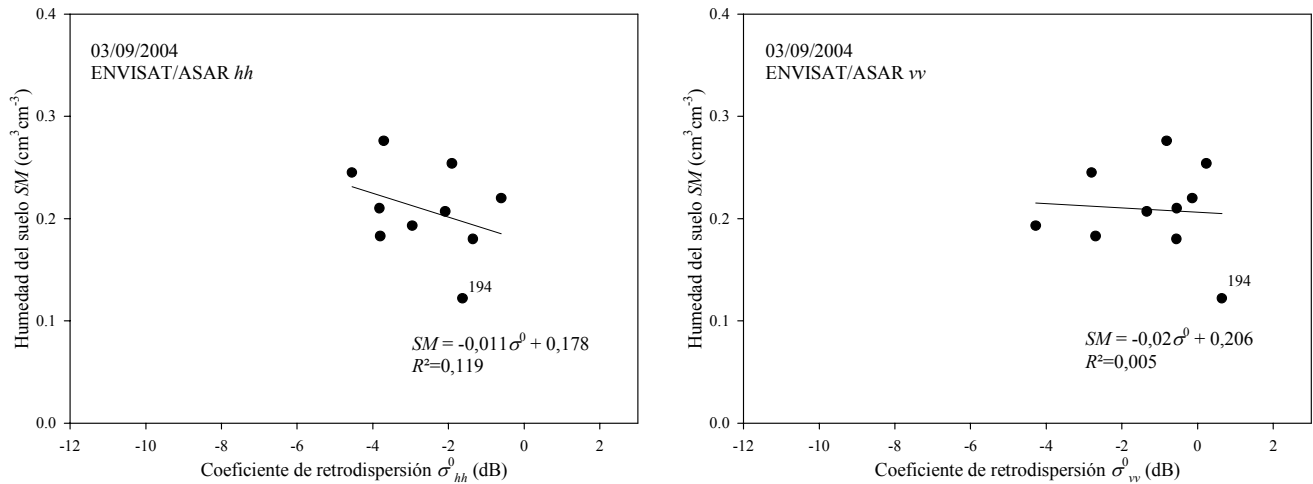


Figura 2.4.4. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control el 3 de septiembre de 2004. Se muestran los resultados de las dos polarizaciones: hh y vv

En la imagen adquirida el 22 de septiembre la variedad de clases de rugosidad que presentaban las parcelas de control es considerable. En este caso, se observa una relación positiva entre σ^0 y SM pero con una correlación muy baja (Fig. 2.4.5). El escaso número de parcelas pertenecientes a cada clase hace que sea difícil estudiar la correlación por cada clase. Hay una parcela perteneciente a la clase *Rastrojo* que es la que presenta un contenido de humedad más alto y unos valores de σ^0 más altos también, tanto en la polarización hh como en vv. Las parcelas de la clase *Cultivado liso* muestran una buena correlación en la polarización hh pero no tan buena en la vv. Por otro lado, la clase *Cultivado rugoso*, a la que pertenecen cuatro parcelas, no muestra correlación alguna entre σ^0 y SM. Por último, en la clase *Vertedera* σ^0 y SM parecen estar adecuadamente correlacionados aunque sólo se cuenta con dos parcelas que pertenecen a la misma.

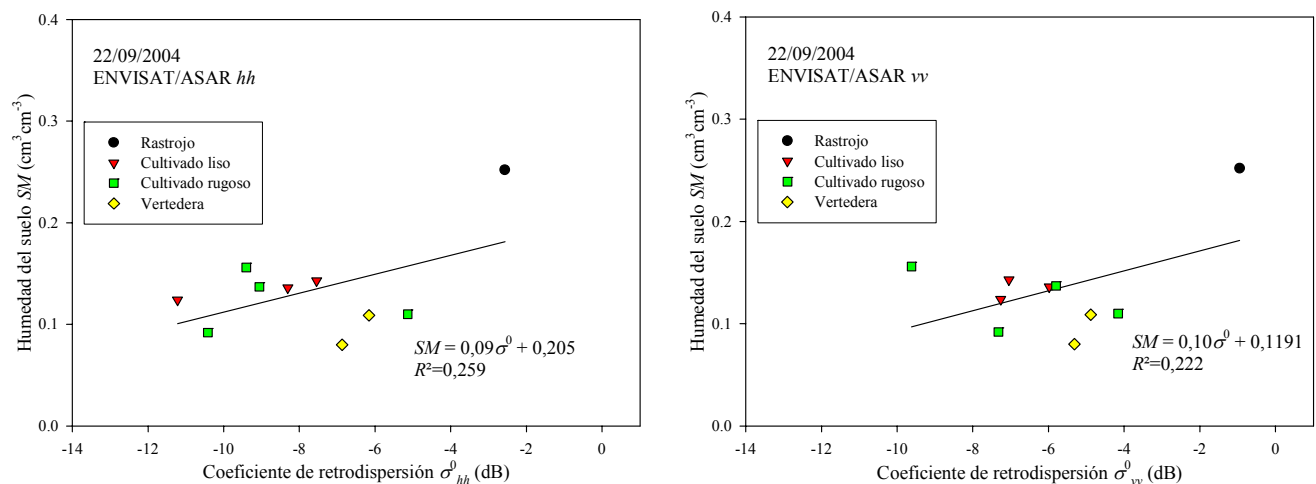


Figura 2.4.5. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control el 22 de septiembre de 2004. Se muestran los resultados de las dos polarizaciones: hh y vv. Los símbolos representan las diferentes clases de rugosidad

La escasa correlación observada entre σ^0 y SM puede deberse, en parte, al reducido rango de humedad en el que se realizaron las observaciones. Si se analiza la correlación

entre σ^0 y SM para todas las parcelas en las dos fechas, se observa una correlación mayor aunque la variabilidad en las condiciones de rugosidad sea alta (Fig. 2.4.6).

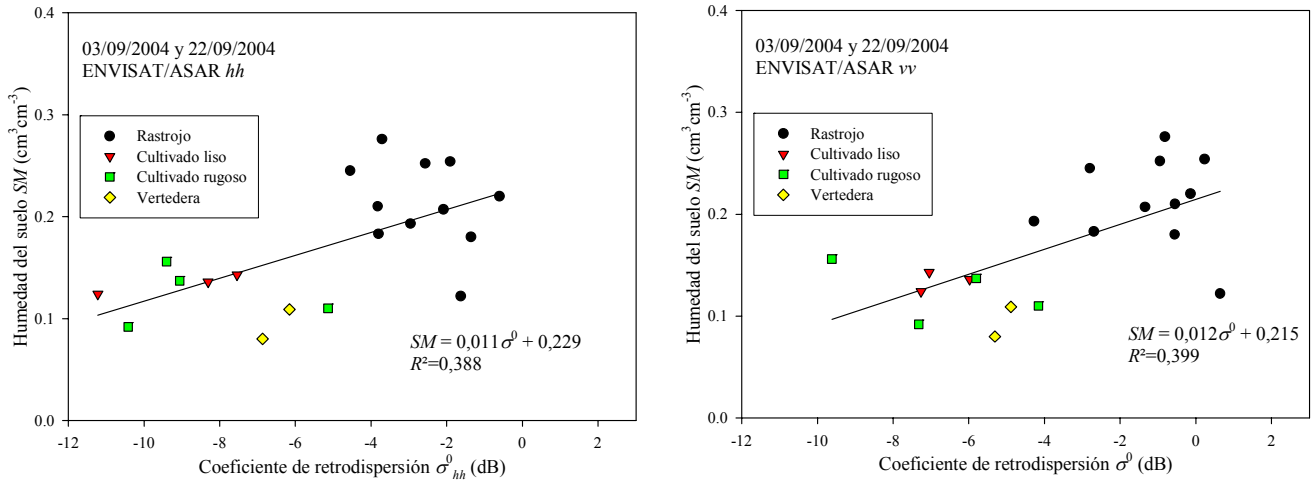


Figura 2.4.6. Correlación entre el coeficiente de retrodispersión σ^0 observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control los días 3 y 22 de septiembre de 2004. Se muestran los resultados de las dos polarizaciones: hh y vv. Los símbolos representan las diferentes clases de rugosidad

Las imágenes ENVISAT/ASAR AP permiten estudiar también la correlación entre la humedad y el ratio de co-polarización $\sigma^0_{hh/vv}$. En principio, la relación entre $\sigma^0_{hh/vv}$ y SM debe ser inversamente proporcional a la rugosidad superficial e independiente de la misma (Chen *et al.*, 1995). La relación entre $\sigma^0_{hh/vv}$ y SM observada en las imágenes estudiadas es de tipo descendente en el caso de la imagen del 3 de septiembre, pero en la imagen del 22 no se aprecia una tendencia clara (Fig. 2.4.7). Es posible que la causa de la falta de correlación en esta segunda imagen sea la variabilidad de la rugosidad y especialmente su magnitud, ya que, según Chen *et al.* (1995), el ratio $\sigma^0_{hh/vv}$ es independiente de la rugosidad en un rango de valores de s entre 0,1 y 2,0 cm, condiciones que se sobrepasan en las observaciones del 22 de septiembre. No obstante, la relación descendente entre $\sigma^0_{hh/vv}$ y SM observada en la imagen del día 3 de septiembre resulta significativa y de gran interés.

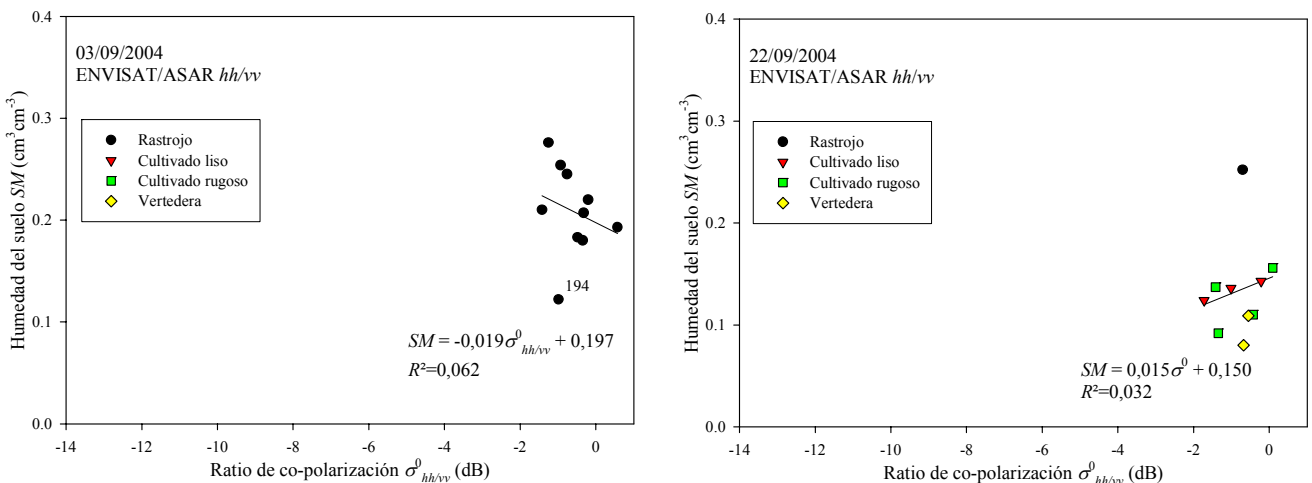


Figura 2.4.7. Correlación entre el ratio de co-polarización $\sigma^0_{hh/vv}$ observado por ENVISAT/ASAR y la humedad media de las parcelas de control los días 3 y 22 de septiembre de 2004. Los símbolos representan las diferentes clases de rugosidad

El análisis de la correlación entre σ^0 y SM realizado permite extraer varias conclusiones. En primer lugar, los buenos ajustes obtenidos en la campaña RADARSAT-1 a escala de cuenca y a escala de parcela de forma individual confirman la existencia de una relación lineal entre σ^0 y SM , válida siempre que el resto de condiciones (rugosidad, tipo de suelo, etc.) se mantengan homogéneas. Además, estos resultados indican que las variaciones en el ángulo de incidencia del orden de 5° - 10° no influyen de forma relevante en las relaciones ajustadas, al menos en las condiciones en que se adquirieron las imágenes.

En futuras campañas será interesante realizar estudios similares y observar si los valores de pendiente y ordenada en el origen obtenidos son similares a los obtenidos en este estudio.

Por otro lado, se produce un descenso de los coeficientes de correlación al establecer regresiones para cada clase de cultivo, tanto a escala de parcela como a escala puntual, pero más acusadamente en este último caso. Este descenso demuestra que la variabilidad espacial en las características de la superficie, especialmente la rugosidad, introducen un alto grado de dispersión que hace que la estimación de la humedad a escalas detalladas sea a priori difícil, a no ser que se cuente con información de gran detalle sobre esta variabilidad.

En el caso de la campaña ENVISAT/ASAR se ha observado una correlación escasa entre el coeficiente de retrodispersión en las polarizaciones hh y vv y la humedad medida en las parcelas de control. En parte, la razón de dicha falta de correlación se debe al reducido rango de variación de la humedad en las imágenes estudiadas. Para analizar en profundidad la correlación entre σ^0 y SM en este tipo de imágenes sería necesario contar con un número mayor de observaciones adquiridas en condiciones de humedad más variadas.

Por otro lado, la relación observada entre el ratio de co-polarización y la humedad del suelo en la imagen del 3 de septiembre resulta muy prometedora, aunque sería conveniente analizar un mayor número de imágenes de polarización alterna para extraer conclusiones más sólidas.

En definitiva, el análisis realizado demuestra la validez de las regresiones lineales como herramienta para relacionar el coeficiente de retrodispersión con la humedad del suelo. Pero a su vez, pone de manifiesto la dificultad de aplicar esta metodología de forma operativa, especialmente a escalas detalladas, debido a la influencia que ejercen las variaciones en las características de la superficie.

2.4.2. CORRECCIÓN DE LA INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN EN LA CAMPAÑA RADARSAT-1

Con el objetivo de corregir la atenuación que la cubierta de cereal presente en el periodo de estudio ejerce en el coeficiente de retrodispersión se aplicó el *Water Cloud Model* (WCM) descrito en la sección anterior. La atenuación que ejerce la cubierta vegetal depende únicamente del tipo de vegetación, y su magnitud se representa mediante el coeficiente empírico B del modelo.

El ajuste y la consiguiente determinación de los coeficientes B , C y D se realizó a escala de cuenca, para evitar las eventuales distorsiones que se pudieran producir a escala de parcela por la variabilidad de la rugosidad superficial. Este ajuste se realizó mediante una regresión múltiple con la que se determinaron los valores de los coeficientes. En la tabla 2.4.2 se detalla el valor de los coeficientes y del coeficiente de correlación del ajuste.

Tabla 2.4.2. Constantes empíricas B , C y D del modelo WCM ajustadas a escala de cuenca. Se muestra el coeficiente de correlación R^2 del ajuste

Tipo de vegetación	Constantes empíricas del modelo WCM			R^2
	B	C	D	
Cereal	0,142	-10,367	16,066	0,927

Los valores obtenidos para las constantes B , C y D son muy similares a los obtenidos por Taconet *et al.* (1996) o Prevot *et al.* (1998) para cubiertas de trigo. Por lo tanto, la ecuación empleada para corregir la atenuación de la vegetación es la siguiente:

$$\sigma_{soil(dB)}^0(\theta_{inc}) = \sigma_{can(dB)}^0 + \left(\frac{1,233}{\cos \theta_{inc}} \right) M_V \quad (2.4.1)$$

La magnitud de la atenuación corregida de este modo ronda aproximadamente los 0,70 dB al comienzo de la campaña experimental y 1,75 dB al final de la misma. La aplicación de los modelos de retrodispersión que se presenta a continuación se realiza a partir de los valores corregidos de coeficiente de retrodispersión.

2.4.3. APLICACIÓN DEL *INTEGRAL EQUATION MODEL* (IEM)

2.4.3.1. Campaña RADARSAT-1

La estimación de la humedad del suelo a partir de las observaciones adquiridas por los sensores estudiados sobre la cuenca objeto de estudio se abordó aplicando en primer lugar el modelo de retrodispersión IEM. El modelo se aplicó a escala de cuenca y a escala de parcela. La escala de píxel, o escala puntual, no se consideró debido a la gran variabilidad observada al analizar la correlación entre el coeficiente de retrodispersión y la humedad del suelo.

La aplicación del modelo IEM se realizó tanto en modo directo (estimación de σ^0 a partir de los parámetros de rugosidad s y l y la humedad del suelo) como en modo inverso (estimación de la humedad del suelo a partir de las observaciones de σ^0 y los parámetros de rugosidad). La aplicación del modelo en modo directo permite analizar de forma más clara los resultados, si bien es cierto que, de cara a la estimación de la humedad, la aplicación en modo inverso sería suficiente.

La influencia de la corrección de la vegetación es clara al observar los resultados obtenidos tras aplicar el modelo directo a escala de cuenca. En la figura 2.4.8 se representa el coeficiente de retrodispersión estimado con el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT-1 ($\sigma_{RADARSAT}^0$). Se observa que los valores estimados por el IEM son claramente superiores a los observados mediante RADARSAT-1, siendo el error medio cuadrático de la estimación ($rmse$) de 1,860 dB. Al comparar las estimaciones de σ_{IEM}^0 con los valores de σ^0 una vez corregida la atenuación (σ_{SOIL}^0) (Fig. 2.4.9) el ajuste mejora considerablemente siendo el $rmse$ de 0,695 dB.

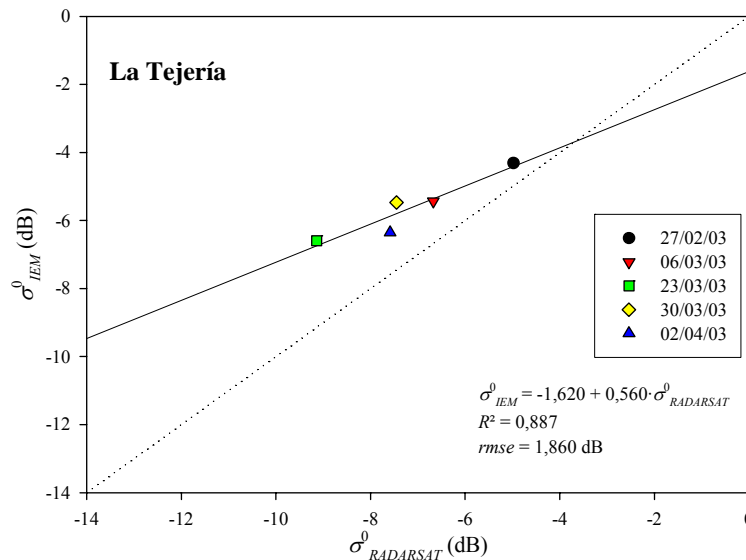


Figura 2.4.8. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT-1 ($\sigma_{RADARSAT}^0$) a escala de cuenca

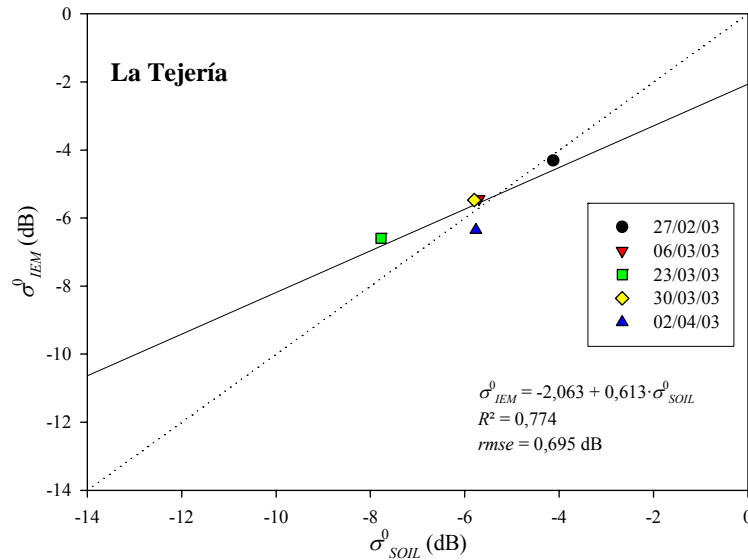


Figura 2.4.9. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de cuenca

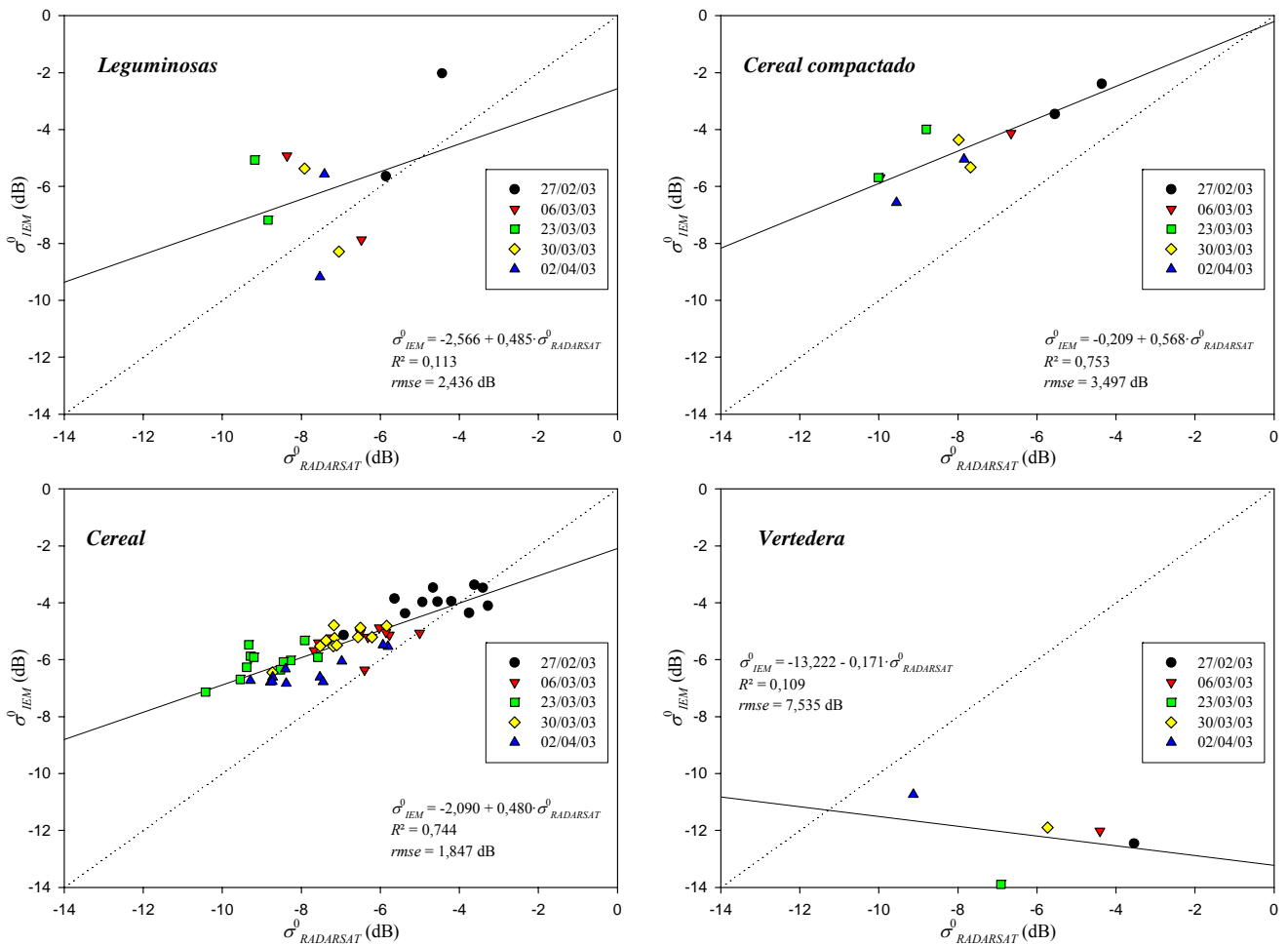


Figura 2.4.10. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ_{IEM}^0) frente a las observaciones de RADARSAT-1 ($\sigma_{RADARSAT}^0$) a escala de parcela

La influencia de la corrección de la atenuación de la cubierta vegetal es también clara al aplicar el modelo a escala de parcela. Las parcelas pertenecientes a la clase *Cereal*

muestran un mejor ajuste tras corregir la atenuación (Fig. 2.4.11) que antes de corregirla (Fig. 2.4.10).

Las parcelas pertenecientes a la clase *Cereal* muestran un ajuste bastante adecuado entre los valores simulados por el IEM y las observaciones realizadas por RADARSAT-1 una vez corregida la atenuación de la vegetación ($rmse = 0,980$ dB). En todo caso, el modelo parece subestimar el valor de σ^0 en condiciones de humedad alta y sobreestimar σ^0 en condiciones de humedad baja.

En el caso de las parcelas de la clase *Cereal compactado* el IEM sobreestima el valor de σ^0 prácticamente de forma sistemática. Las parcelas de la clase *Leguminosas* muestran un grado de ajuste peor con una gran dispersión que se traduce en un valor de $rmse$ de 2,436 dB.

Por último, la parcela perteneciente a la clase *Vertedera* muestra unos resultados muy deficientes, siendo la observación correspondiente al 02/04/03 la única que muestra cierta semejanza con los valores simulados por el IEM. La causa de tan pobres resultados puede residir en lo difícil que resulta la medición de la rugosidad en este tipo de superficies, sumado a la variabilidad de sus parámetros, que es especialmente alta en este caso.

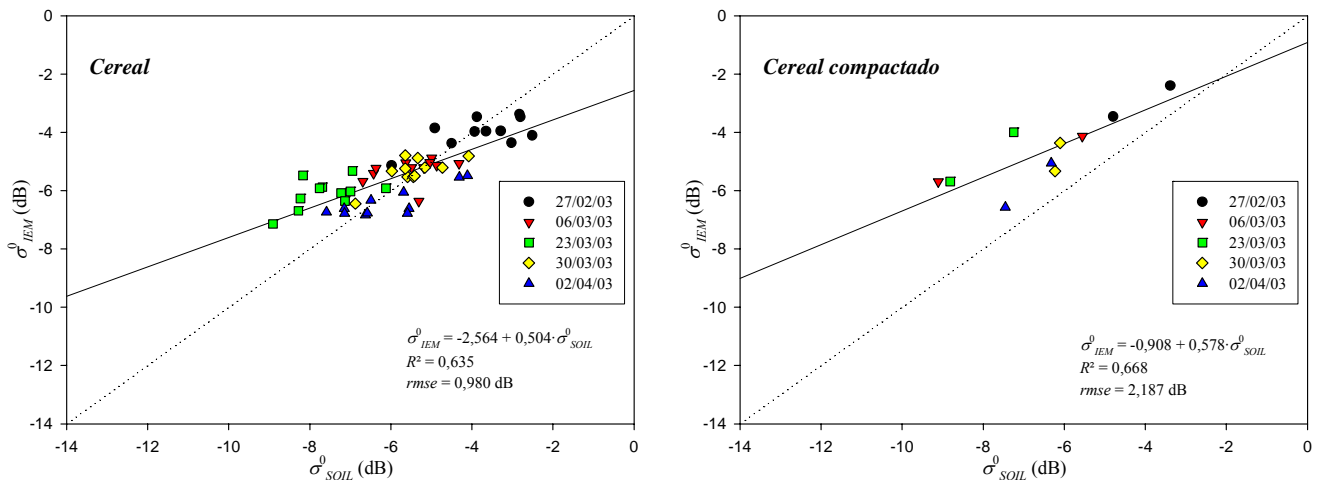


Figura 2.4.11. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM (σ^0_{IEM}) frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ^0_{SOIL}) a escala de parcela

La aplicación del IEM en modo inverso a escala de cuenca proporciona unos resultados bastante satisfactorios (Fig. 2.4.12). El IEM subestima ligeramente la humedad del suelo. Sin embargo, el error del ajuste es pequeño ($rmse = 0,062$ cm³cm⁻³), lo que resulta prometedor.

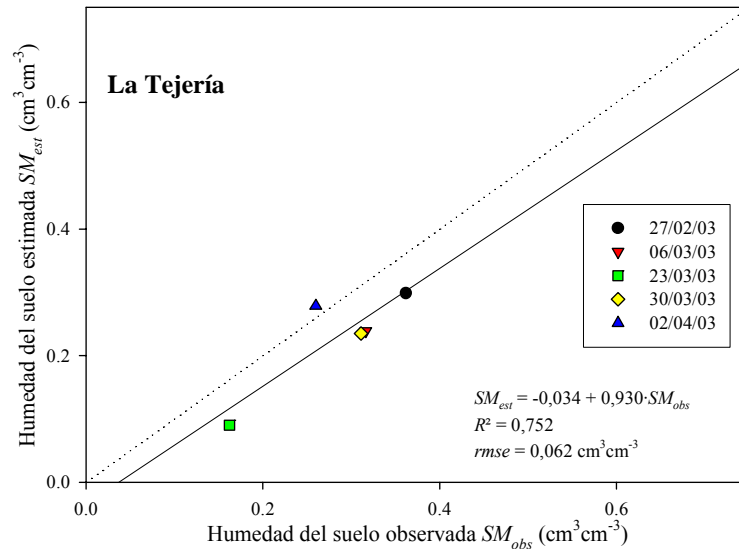


Figura 2.4.12. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca. Los valores de SM_{est} se han obtenido a partir del coeficiente de retrodispersión obtenido tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{soil}^0)

A escala de parcela los resultados obtenidos varían entre las diferentes clases al igual que ocurría al aplicar el IEM en su modo directo (Fig. 2.4.13). Las parcelas pertenecientes a la clase *Cereal* muestran un bajo error en el ajuste ($rmse = 0,091 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) aunque la dispersión que manifiestan los datos es considerable. Además hay que destacar que, en condiciones secas, el modelo tiende a subestimar la humedad mientras que en condiciones húmedas se alcanzan valores excesivamente altos, que llegan incluso a exceder los valores correspondientes a saturación.

Los resultados obtenidos en las parcelas de *Cereal compactado* muestran una buena correlación entre estimaciones y observaciones. Sin embargo, existe un desfase o subestimación constante por parte del IEM que hace que el error sea considerable ($rmse = 0,124 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$). Esta subestimación parece que puede ser fruto de una inadecuada caracterización de la rugosidad superficial.

En las parcelas de la clase *Leguminosas* los resultados muestran una gran dispersión lo que hace que el error del ajuste sea cercano al 20%. Por último, la parcela de la clase *Vertedera* resulta en unas estimaciones de humedad que sobrepasan el límite establecido en la iteración de $0,70 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$. La aplicación del IEM en modo directo ya puso de manifiesto la dificultad de aplicar este modelo a esta parcela.

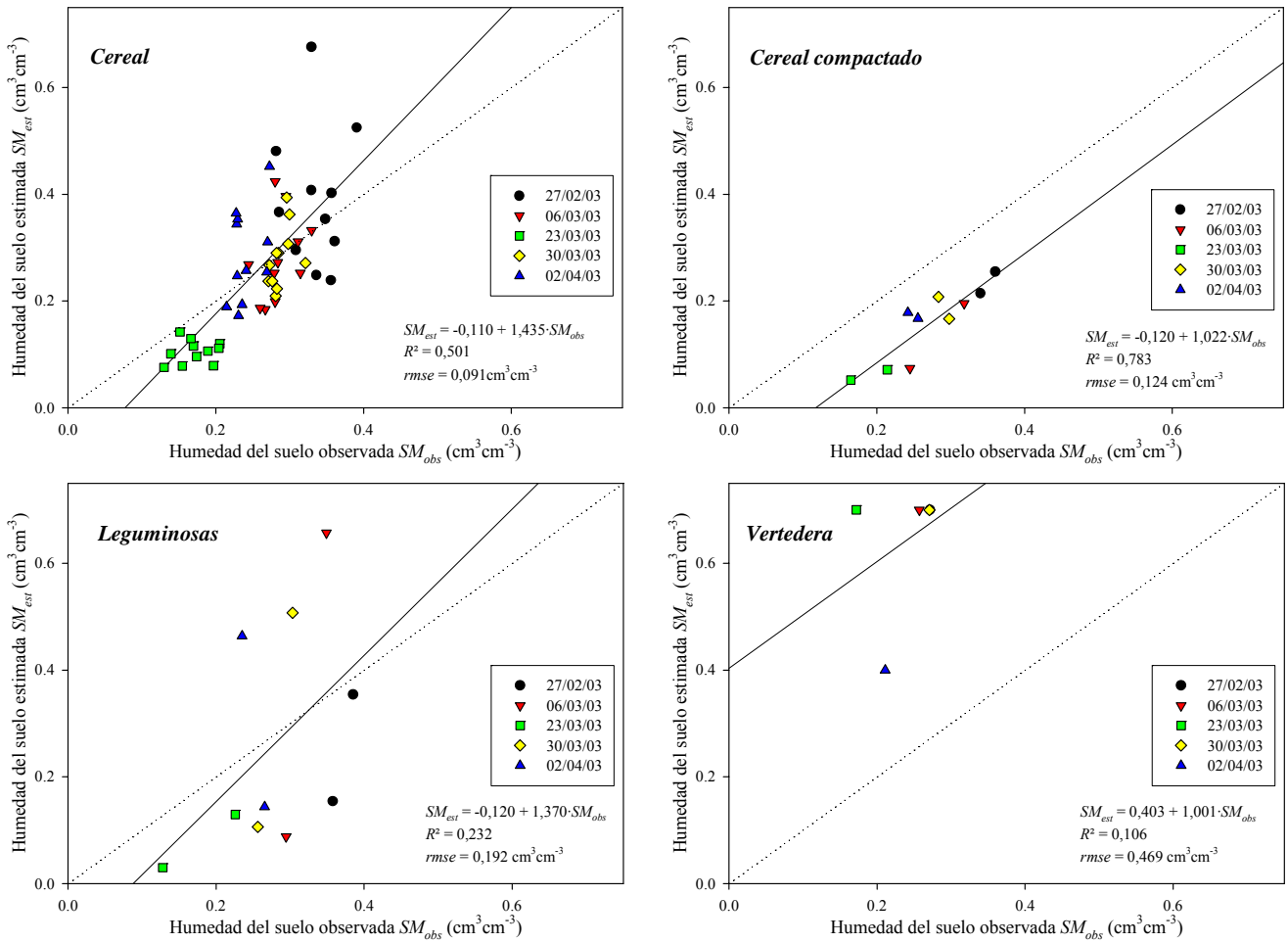


Figura 2.4.13. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela. Los valores de SM_{est} se han obtenido a partir del coeficiente de retrodispersión obtenido tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) en el caso de las parcelas de las clases Cereal y Cereal compactado

2.4.3.2. Campaña ENVISAT/ASAR

El modelo IEM se aplicó también a las imágenes adquiridas en la campaña ENVISAT/ASAR. Al igual que en el caso de las imágenes RADARSAT-1, el IEM se aplicó en primer lugar en su modo directo y después en modo inverso.

Las condiciones de rugosidad de la cuenca el día 22 de septiembre, hacen que el IEM no se aplicable en esta fecha en las parcelas 189, 193, 199, 208 y 235. El resto de parcelas están dentro del rango de aplicabilidad del modelo pero cerca del límite también. Incluso las condiciones de rugosidad media de la cuenca están cercanas a este límite de rugosidad.

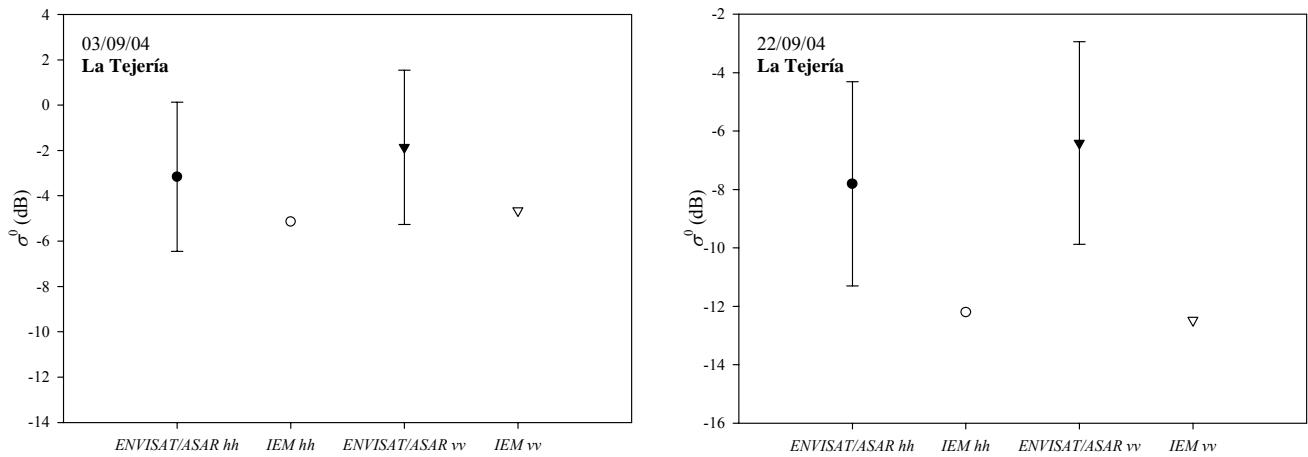


Figura 2.4.14. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca. En barras de error se representa la desviación típica de las observaciones de ENVISAT

Los resultados de la aplicación del modelo a escala de cuenca se representan en la figura 2.4.14. Se puede observar que el IEM subestima el coeficiente de retrodispersión medio observado en la cuenca en las dos imágenes. Sin embargo, en la imagen correspondiente al 3 de septiembre el valor estimado por el IEM está dentro de la desviación típica de las mediciones de ENVISAT, mientras que en el caso de la imagen del día 22 el error es inaceptable. Los errores obtenidos en cada caso se muestran en la tabla 2.4.3.

Tabla 2.4.3. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM a escala de cuenca. Se indica el error medio cuadrático (*rmse*)

Fecha	Polarización	σ^0 ENVISAT/ASAR (dB)	σ^0 IEM (dB)	<i>rmse</i> (dB)
03/09/04	hh	-3,164	-5,141	1,977
03/09/04	vv	-1,858	-4,654	2,796
22/09/04	hh	-7,808	-12,475	6,067
22/09/04	vv	-6,408	-12,200	4,391

A escala de parcela, los resultados obtenidos con la imagen del 3 de septiembre son aceptables (Fig. 2.4.15). Se puede observar que la mayoría de parcelas se encuentran relativamente cerca de la recta 1:1. Hay tres parcelas que muestran un comportamiento anómalo (las parcelas 193, 194 y 199) que, a nuestro parecer, puede deberse a que se hayan producido fenómenos de reflexión de esquina en pequeños taludes de los bordes de estas parcelas. Los fenómenos de reflexión de esquina alteran la radiometría dificultando el estudio de la relación entre σ^0 y los parámetros bio-geofísicos del terreno. El error medio cuadrático (*rmse*) obtenido sin tener en cuenta estas parcelas es de 0,875 dB en la polarización *hh* y de 1,819 dB en *vv*.

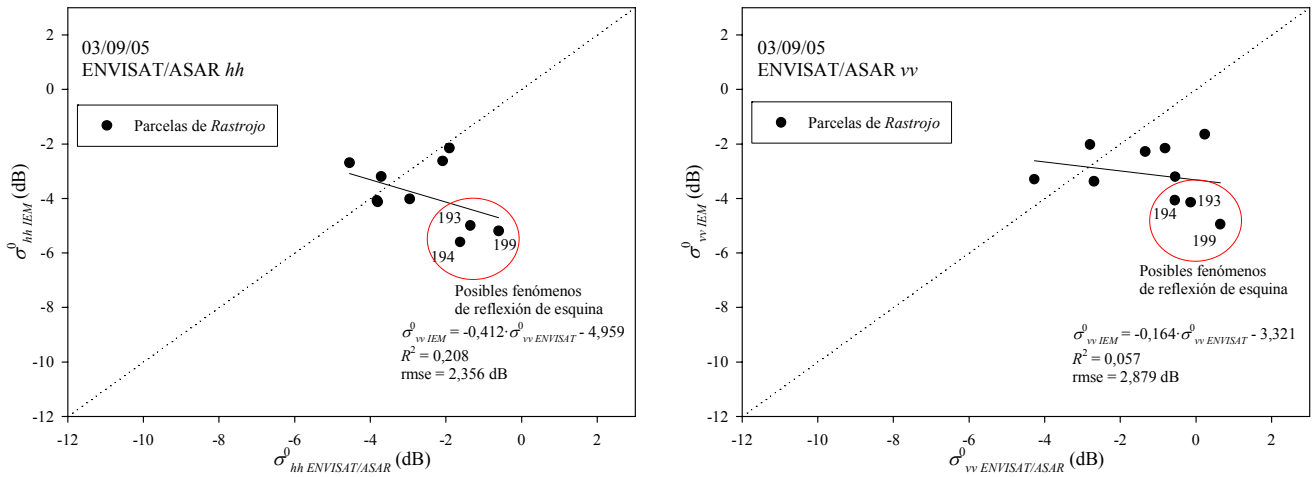


Figura 2.4.15. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04. Se señalan las parcelas 193, 194 y 199 en las que posiblemente se hayan producido fenómenos de reflexión de esquina

La aplicación del IEM a escala de parcela con la imagen del día 22 resulta en una subestimación bastante clara del coeficiente de retrodispersión, a excepción de la parcela de la clase *Rastrojo* (Fig. 2.4.16).

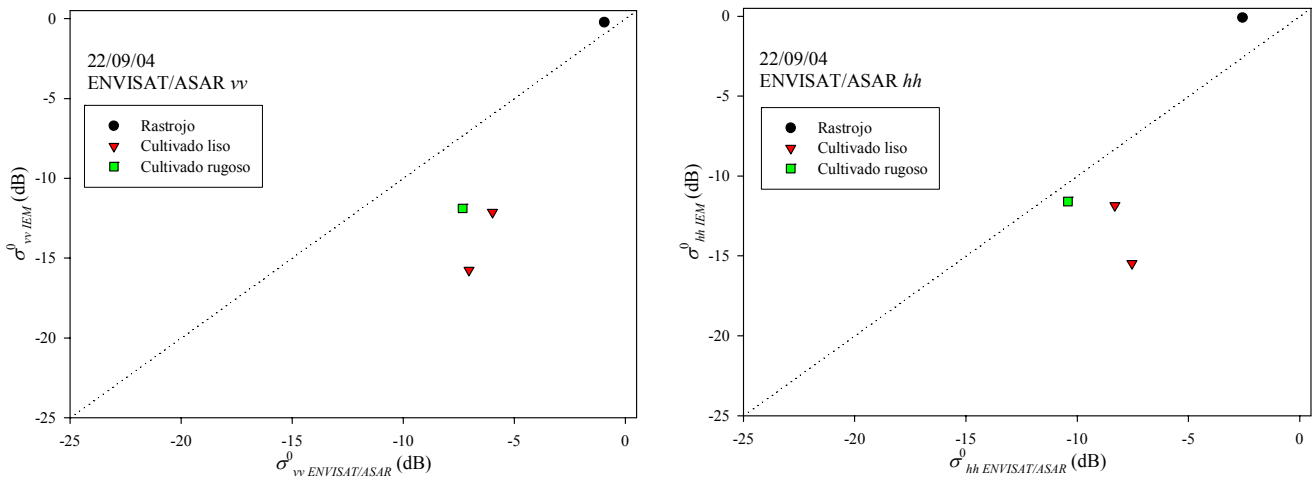


Figura 2.4.16. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04

La aplicación del modelo IEM en modo inverso a escala de cuenca no permite obtener resultados adecuados. En general se sobreestima la humedad del suelo de forma considerable. La aplicación a la imagen del 3 de septiembre resulta en todo caso más exitosa que la del día 22. Los resultados obtenidos en este último caso se corresponden con valores de humedad físicamente imposibles por lo que no se representan en ninguna figura. Los resultados obtenidos en la imagen del día 3 se muestran en la tabla 2.4.4.

A escala de parcela, los resultados obtenidos son bastante adecuados si se excluyen del análisis las tres parcelas mencionadas anteriormente, que pueden presentar fenómenos de reflexión de esquina (Fig. 2.4.17). Los resultados resultan especialmente buenos en la polarización *hh*, con valores de error de $rmse = 0,058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. En la polarización *vv* se sobreestima el contenido de humedad de varias parcelas dando lugar a un error mayor de $rmse = 0,200 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Tabla 2.4.4. Observaciones y estimaciones de humedad SM realizadas mediante el IEM a escala de cuenca. Se indica el error medio cuadrático (rmse)

Fecha	Polarización	SM_{obs} (cm ³ cm ⁻³)	SM_{est} (cm ³ cm ⁻³)	rmse (cm ³ cm ⁻³)
03/09/04	hh	0,188	0,377	0,189
03/09/04	vv	0,188	0,480	0,292

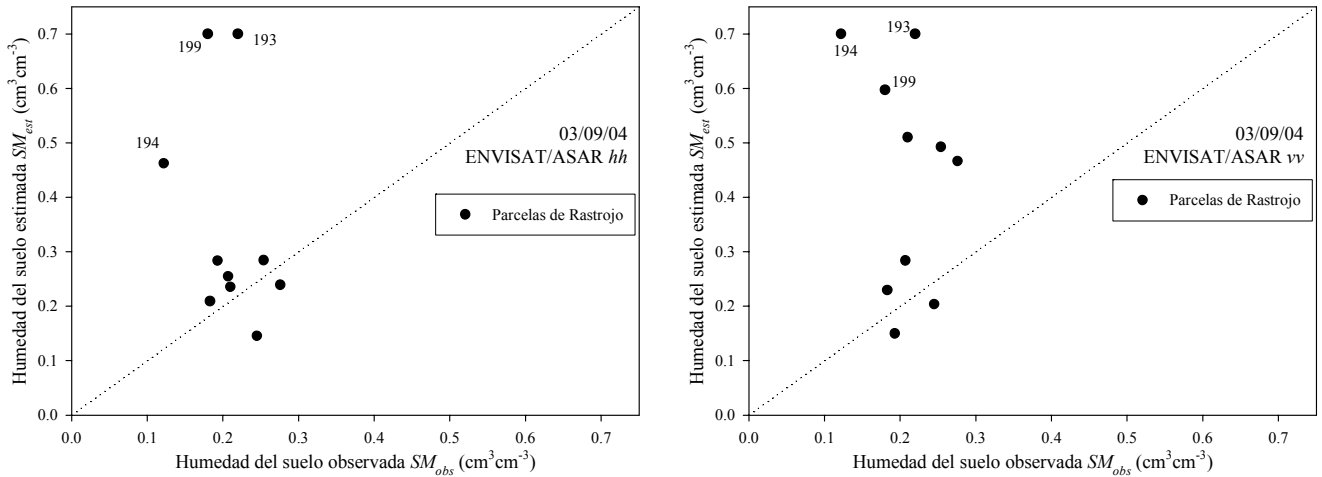


Figura 2.4.17. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el IEM frente a las observaciones de campo a escala de parcela el día 03/09/04. Se señalan las parcelas 193, 194 y 199 en las que posiblemente se hayan producido fenómenos de reflexión de esquina

En la imagen correspondiente al día 22 de septiembre los resultados obtenidos a escala de parcela en las parcelas en las que el IEM es aplicable sobrepasan los valores físicamente posibles al igual que ocurría a escala de cuenca. En este caso, se ha aplicado el modelo *Geometrical Optics* (GOM), modelo clásico de retrodispersión aplicable en superficies de fuerte rugosidad. Los valores de σ^0 estimados por el GOM están en el orden de magnitud de las observaciones de ENVISAT/ASAR pero la dispersión es alta y el modelo subestima de forma evidente el σ^0 de las parcelas de la clase *Vertedera* (Fig. 2.4.18).

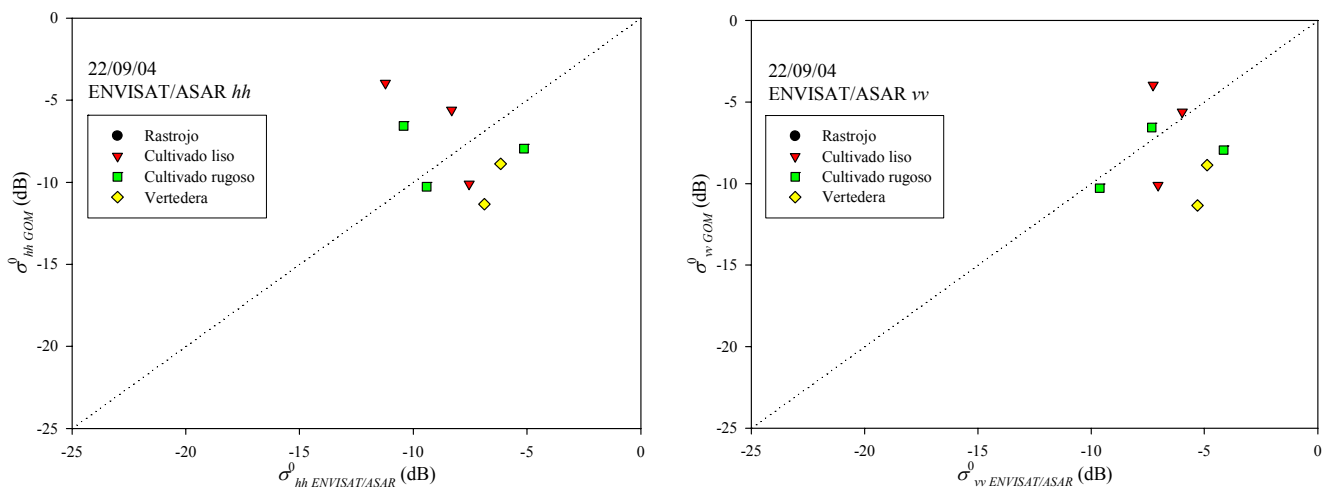


Figura 2.4.18. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo *Geometrical Optics* (GOM) frente a las observaciones adquiridas por ENVISAT/ASAR a escala de parcela el día 22/09/04

Las estimaciones realizadas por el modelo GOM a escala de cuenca resultan también más adecuadas que las obtenidas mediante el IEM, aunque en este caso el modelo sobreestima el coeficiente de retrodispersión. Hay que destacar que el modelo GOM considera idéntica la respuesta en la polarización *hh* y en *vv*, lo que no coincide con las observaciones adquiridas por ENVISAT/ASAR (Tabla 2.4.5).

Tabla 2.4.5. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo GOM a escala de cuenca. Se indica el error medio cuadrático (*rmse*)

Fecha	Polarización	σ^0 ENVISAT/ASAR (dB)	σ^0 GOM (dB)	<i>rmse</i> (dB)
22/09/04	<i>hh</i>	-7,808	-5,897	1,911
22/09/04	<i>vv</i>	-6,408	-5,897	0,511

En resumen, los resultados obtenidos en la campaña RADARSAT-1 muestran un buen comportamiento del modelo IEM, que resulta ser una herramienta adecuada de predicción de la humedad, sobretudo a escala de cuenca. La campaña ENVISAT no ha permitido realizar un análisis exhaustivo de la adecuación del modelo y de su utilidad como herramienta de estimación de la humedad. Las principales causas han sido el limitado número de imágenes disponible para el análisis por un lado, y las condiciones extremas de rugosidad de una de las imágenes. Sin embargo, los resultados obtenidos con la imagen del 3 de septiembre son adecuados, especialmente en el caso de la polarización *hh*.

Por último, cabe destacar la importancia de una correcta estimación de los parámetros de rugosidad para poder aplicar el modelo IEM con éxito. En la campaña RADARSAT-1 parte de la variabilidad observada en las estimaciones se achacaba al hecho de considerar la rugosidad homogénea en cada clase. Sin embargo, en la campaña ENVISAT/ASAR a pesar de haber realizado mediciones exhaustivas de rugosidad para cada una de las parcelas de control, se sigue apreciando cierta variabilidad en las estimaciones, que en condiciones de humedad media o alta puede provocar que los errores en la inversión de la humedad sean inaceptables.

2.4.4. APLICACIÓN DEL MODELO DE OH ET AL. (1992)

2.4.4.1. Campaña RADARSAT-1

La aplicación del modelos de Oh *et al.* (1992) se realizó también en modo directo e inverso. En el caso de las parcelas con cubierta vegetal se emplearon los valores de σ^0 ya corregidos (σ^0_{SOIL}).

Los resultados obtenidos muestran que el modelo tiende a subestimar el coeficiente de retrodispersión especialmente en condiciones húmedas. Este hecho se puede constatar tanto a escala de cuenca (Fig. 2.4.19) como a escala de parcela (Fig. 2.4.20). Resulta significativo que los resultados obtenidos en la parcela de la clase *Vertedera* sean sustancialmente mejores que los correspondientes a las demás clases, al contrario de lo que ocurría con el modelo IEM. Además, parece ser que la subestimación de σ^0 es más importante en las clases más lisas.

Estos resultados pueden ser consecuencia de que el modelo de Oh *et al.* (1992) no contempla la componente coherente de σ^0 , que puede ser importante en las condiciones de nuestro estudio (ángulos de incidencia pequeños) especialmente en superficies poco rugosas. Por otro lado, el funcionamiento del modelo en condiciones de humedad cercanas a saturación no está garantizado, ya que el conjunto de observaciones empleadas para su desarrollo no contaba con observaciones en superficies con una humedad superior a $0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

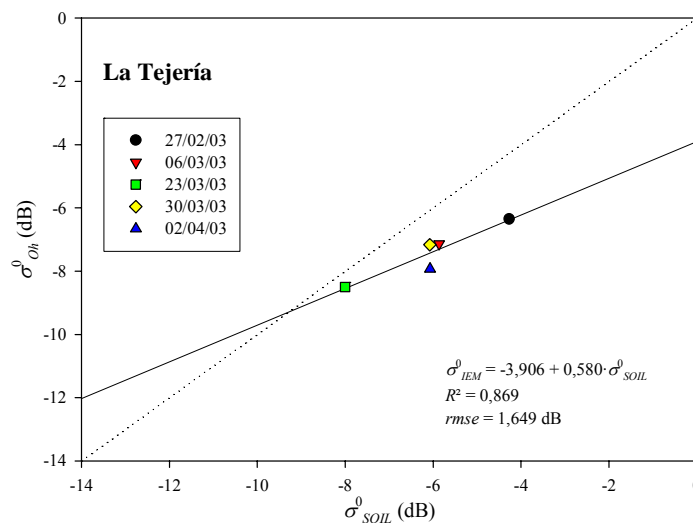


Figura 2.4.19. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh *et al.* (1992) (σ^0_{Oh}) a escala de cuenca frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ^0_{SOIL})

La aplicación del modelo de Oh *et al.* (1992) en modo inverso resulta en estimaciones de humedad erróneas en la mayoría de los casos. El modelo sobreestima fuertemente la humedad en condiciones de humedad alta o media, y en parcelas muy lisas (clase *Leguminosas*) incluso en condiciones relativamente secas. Como consecuencia de esta sobreestimación, es frecuente que se estimen valores de humedad físicamente imposibles. El límite superior de soluciones posibles está establecido en $0,70 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, que aunque sea ya de por sí un valor ficticio se sobrepasa en el caso de las parcelas de

Leguminosas, Cereal compactado y Cereal, e incluso a escala de cuenca (Figs. 2.4.21 y 2.4.22).

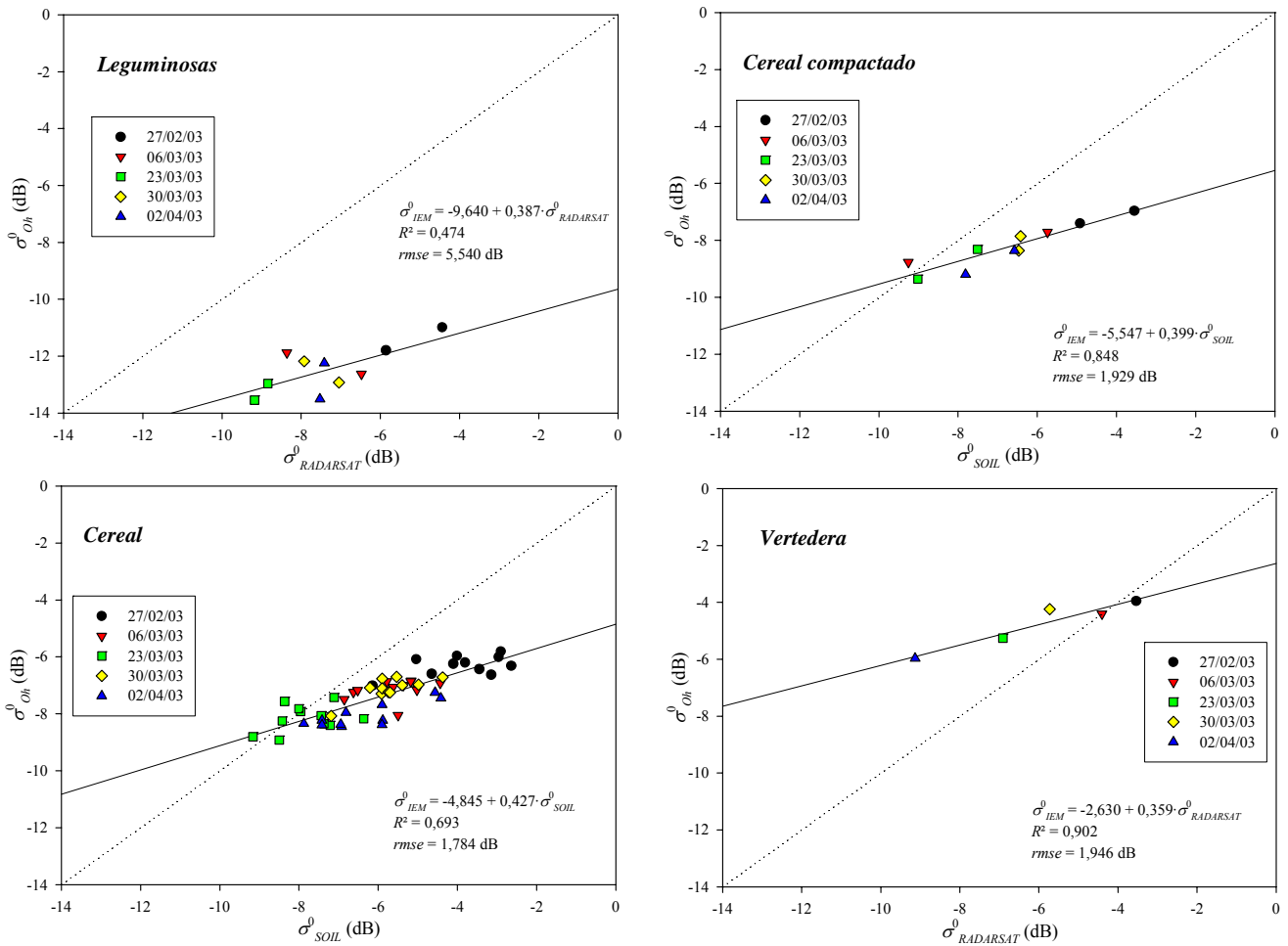


Figura 2.4.20. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (σ_{oh}^0) frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de parcela

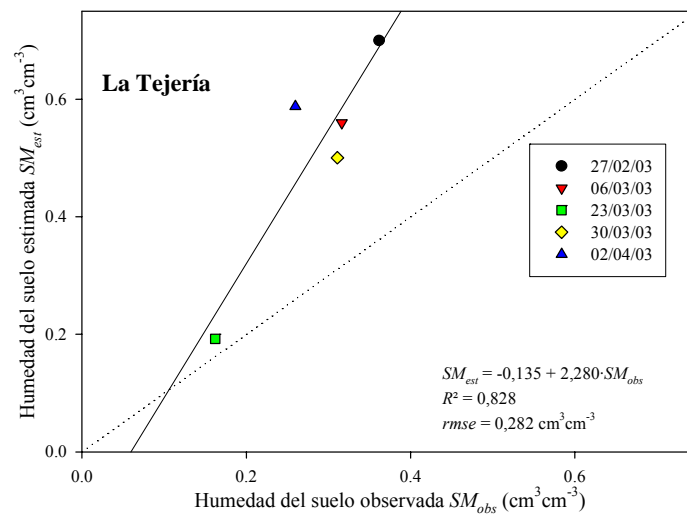


Figura 2.4.21. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca

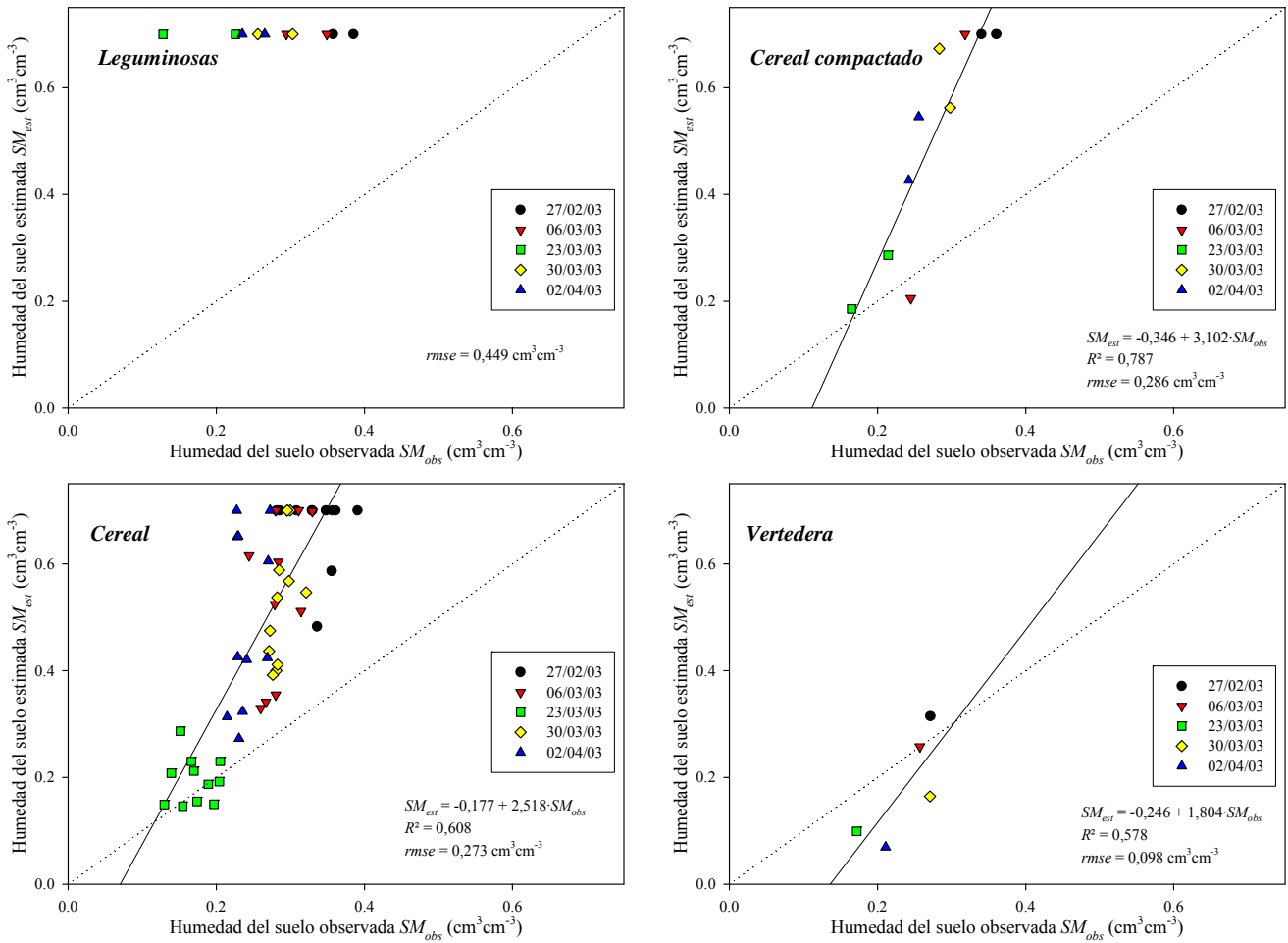


Figura 2.4.22. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh *et al.* (1992) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela. Los valores de SM_{est} se han obtenido a partir del coeficiente de retrodispersión tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{soil}^0) en el caso de las parcelas de las clases Cereal y Cereal compactado

La parcela perteneciente a la clase *Vertedera* es la única que muestra resultados más o menos aceptables aunque el error obtenido es relativamente alto ($rmse = 0,098 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

2.4.4.2. Campaña ENVISAT/ASAR

La aplicación del modelo de Oh *et al.* (1992) a las imágenes ENVISAT/ASAR se realiza de forma separada para cada una de ellas. En el caso de la primera imagen, y de forma similar a lo observado en la campaña RADARSAT-1, se aprecia una subestimación del coeficiente de retrodispersión muy significativa tanto a escala de cuenca como a escala de parcela en las dos polarizaciones (Figs. 2.4.23 y 2.4.24). Esta subestimación provoca que los errores a escala de cuenca sean de 5,310 y 4,251 dB, respectivamente para la polarización *vv* y *hh*, y aun mayores cuando se analizan a escala de parcela.

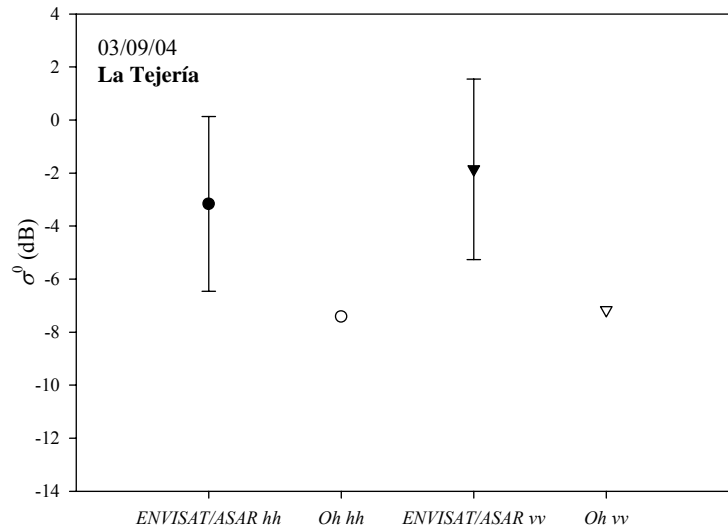


Figura 2.4.23. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca. En barras de error se representa la desviación típica de las observaciones de ENVISAT

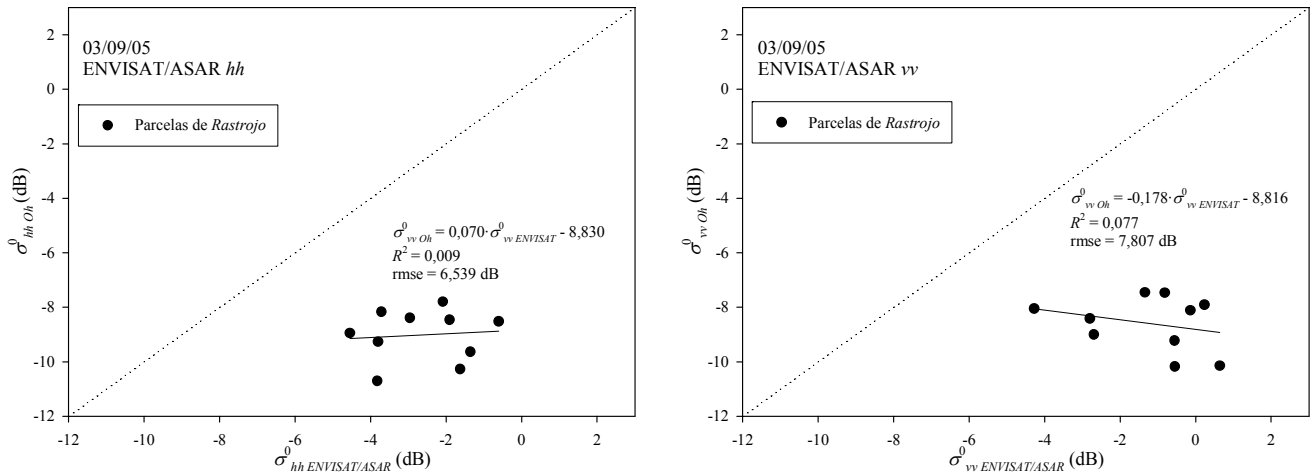


Figura 2.4.24. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04

Probablemente, esta subestimación sistemática del coeficiente de retrodispersión se deba, como en el caso anterior, a que este modelo no considera la componente coherente de la dispersión que en las condiciones de observación y rugosidad de esta primera imagen pueden ser importantes.

La aplicación del modelo de Oh et al. (1992) a la imagen del día 22 de septiembre resulta más exitosa que la anterior. A escala de cuenca este modelo simula el coeficiente de retrodispersión de forma bastante adecuada, especialmente en la polarización vv (Tabla 2.4.6).

Tabla 2.4.6. Observaciones ENVISAT/ASAR y estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) a escala de cuenca. Se indica el error medio cuadrático (rmse)

Fecha	Polarización	σ^0 ENVISAT/ASAR (dB)	σ^0 Oh (dB)	rmse (dB)
22/09/04	hh	-7,808	-5,751	2,057
22/09/04	vv	-6,408	-5,736	0,673

Además, al igual que sucedía al aplicar el modelo GOM, los valores de σ^0 simulados son idénticos para las dos polarizaciones, con lo que las estimaciones no reflejan la diferencia de casi 1,5 dB entre la imagen *hh* y la *vv* captadas por ENVISAT/ASAR (Fig. 2.4.25).

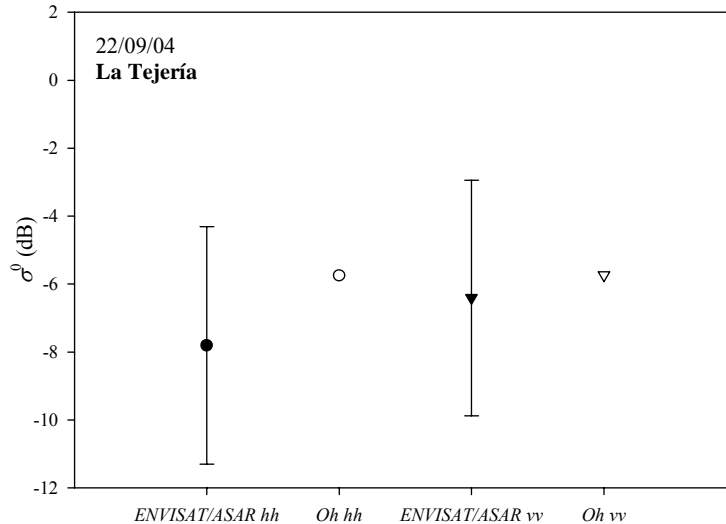


Figura 2.4.25. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca. En barras de error se representa la desviación típica de las observaciones de ENVISAT

Los resultados obtenidos a escala de parcela son bastante variables. En general, los resultados son mejores en la polarización *vv* que en *hh*, a excepción de las parcelas de la clase *Vertedera*. En la parcela de *Rastrojo* se subestima el valor de σ^0 , probablemente por la ya mencionada razón de que el modelo no incluye la componente coherente. También se subestima el valor de σ^0 en las parcelas de *Vertedera*, y los mejores resultados se obtienen para la clase *Cultivado liso* en la polarización *vv* (Fig. 2.4.26).

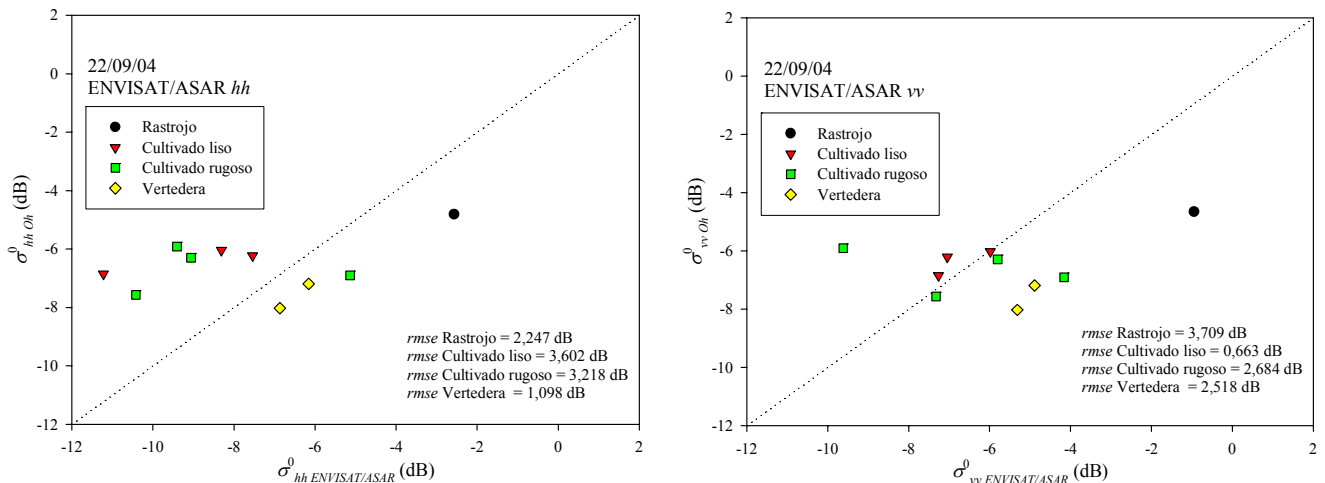


Figura 2.4.26. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh et al. (1992) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04

La aplicación del modo inverso del modelo, resulta en valores de humedad físicamente imposibles en el caso de la imagen del día 3 de septiembre, tanto a escala de cuenca

como a escala de parcela. Por lo tanto, los resultados de esta aplicación no se representan en ninguna figura o tabla.

Por otro lado, el modelo proporciona estimaciones de humedad bastante aceptables en la imagen del día 22. A escala de cuenca los resultados son especialmente buenos en la polarización *vv*, con un error en la estimación por debajo del 3%. En la polarización *hh* la subestimación de la humedad es mayor y el error llega al 7% (Tabla 2.4.7).

Tabla 2.4.7. Observaciones de humedad y estimaciones realizadas mediante el modelo de Oh *et al.* (1992) a escala de cuenca. Se indica el error medio cuadrático (*rmse*)

Fecha	Polarización	SM_{obs} (cm ³ cm ⁻³)	SM_{est} (cm ³ cm ⁻³)	<i>rmse</i> (cm ³ cm ⁻³)
22/09/04	<i>hh</i>	0,156	0,085	0,070
22/09/04	<i>vv</i>	0,156	0,129	0,027

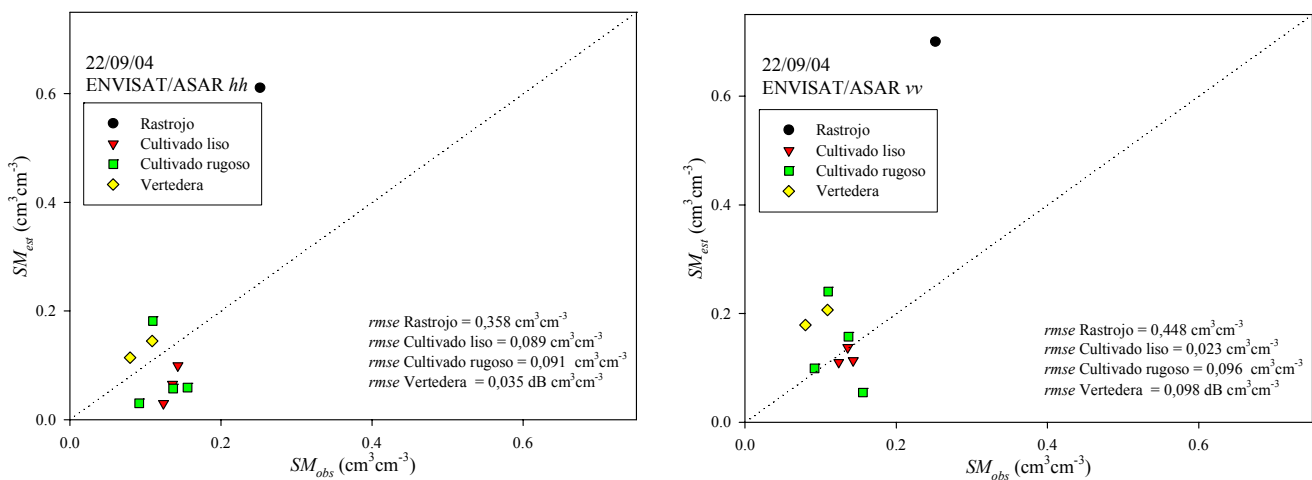


Figura 2.4.27. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh *et al.* (1992) frente a las observaciones de campo a escala de parcela el día 22/09/04

A escala de parcela los resultados son mejores también en la polarización *vv*. Los valores de error son mínimos en la clase *Cultivado liso* y bastante aceptables en la clase *Cultivado rugoso*. En las parcelas de la clase *Vertedera* se sobreestima la humedad y la parcela de *Rastrojo* no permite obtener estimaciones realistas (Fig. 2.4.27).

En resumen, el modelo de Oh *et al.* (1992), a pesar de ser un modelo empírico resulta bastante adecuado en ciertos casos. El principal inconveniente de este modelo es que no incluye la componente coherente de la retrodispersión, por lo que su aplicación en parcelas de poca o media rugosidad observadas con ángulos de incidencia pequeños no proporciona resultados adecuados. Sin embargo, en condiciones de rugosidad fuerte el modelo parece funcionar de forma razonable.

Sería conveniente contar con un mayor número de observaciones en condiciones de rugosidad fuerte para afirmar las observaciones aquí realizadas.

2.4.5. APLICACIÓN DEL MODELO DE OH (2004)

2.4.5.1. Campaña RADARSAT-1

Al igual que en el resto de los casos, el modelo de Oh (2004) se aplicó tanto en modo directo como en modo inverso. En el modo directo el modelo estima el coeficiente de retrodispersión a escala de cuenca con un error medio cuadrático de 1,111 dB (Fig 2.4.28) lo que resulta muy adecuado.

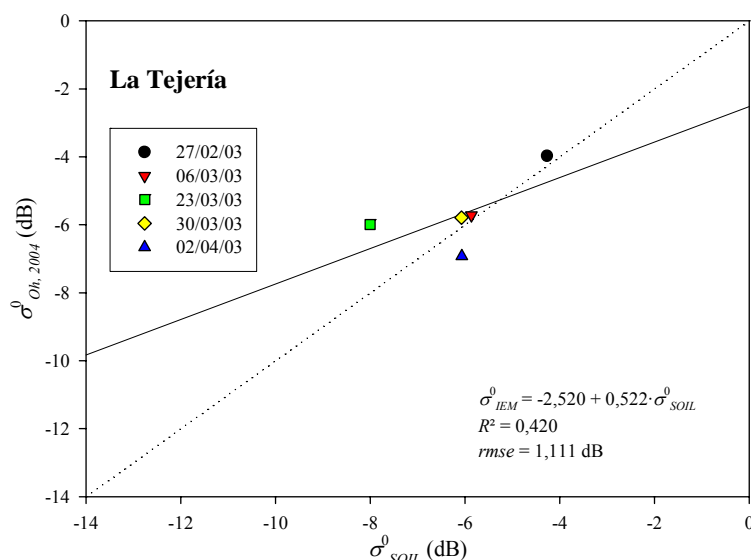


Figura 2.4.28. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) ($\sigma_{Oh, 2004}^0$) frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de cuenca

La aplicación a escala de parcela produce resultados bastante buenos, especialmente en condiciones de rugosidad medias (clases *Cereal* y *Cereal compactado*), con errores que sobrepasan ligeramente 1 dB (Fig. 2.4.29). En la clase *Leguminosas* el coeficiente de retrodispersión se subestima considerablemente, aunque cabe mencionar que los resultados de la parcela 194 son bastante adecuados mientras que en la parcela 250 la subestimación es más intensa.

Por último, la aplicación en la parcela de *Vertedera* resulta en una sobreestimación importante del coeficiente de retrodispersión, con valores de error cercanos a los 5 dB.

La aplicación en modo inverso produce resultados similares. A escala de cuenca la fiabilidad de las estimaciones es alta, con un error de 7,6% (2.4.30). Y, en consecuencia a lo comentado en la aplicación en modo directo, las estimaciones de humedad resultan relativamente acertadas en las parcelas de las clases *Cereal* y *Cereal compactado*, aunque la humedad se subestima en condiciones secas y se sobreestima en condiciones húmedas (2.4.31). En las parcelas con condiciones de rugosidad más extremas los resultados obtenidos son pobres, con valores fuera del rango físicamente posible en el caso de la clase *Leguminosas* y, por el contrario, valores fuertemente subestimados en la clase *Vertedera*.

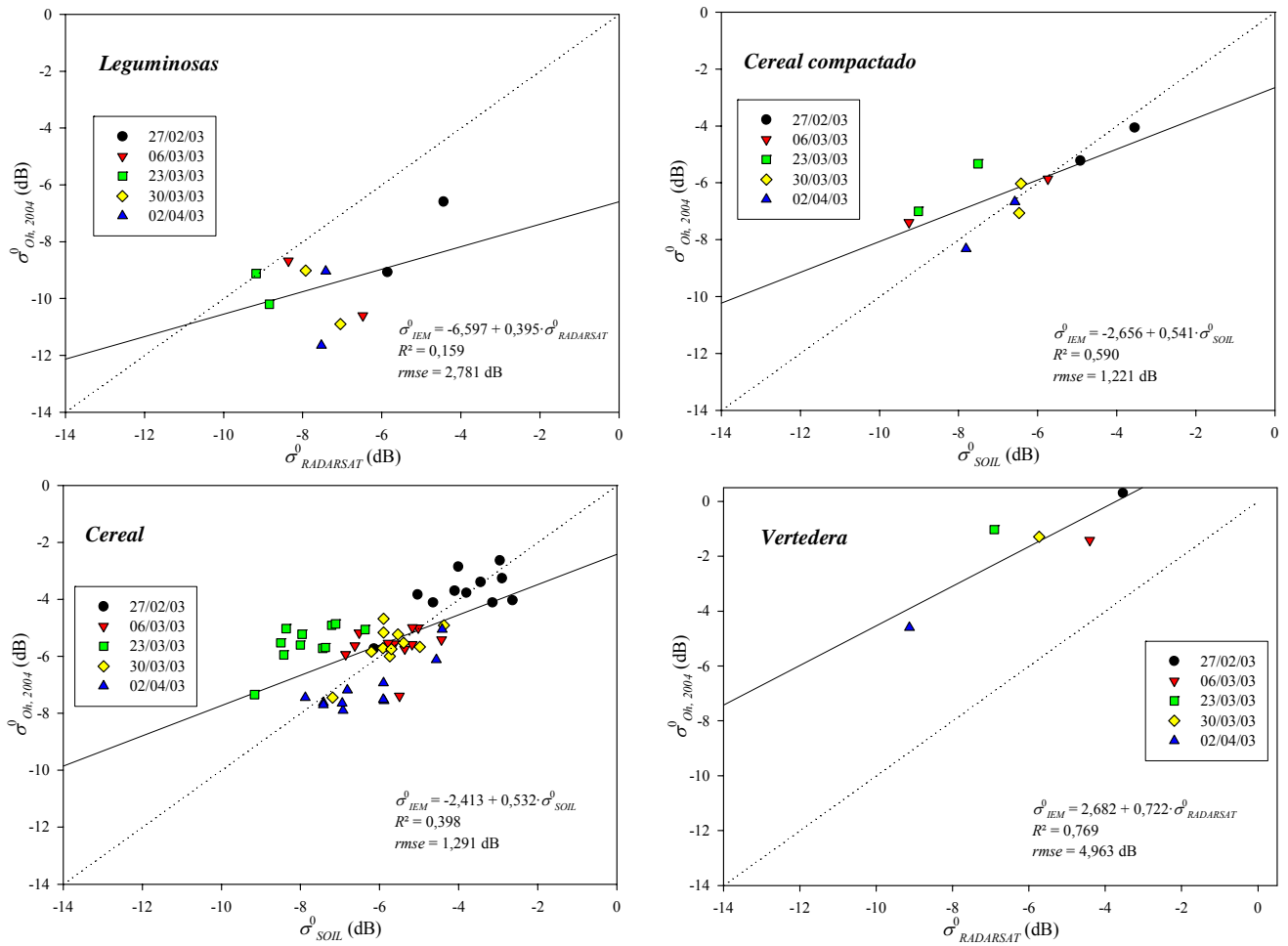


Figura 2.4.29. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) ($\sigma_{Oh, 2004}^0$) frente a las observaciones de RADARSAT-1 tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0) a escala de parcela

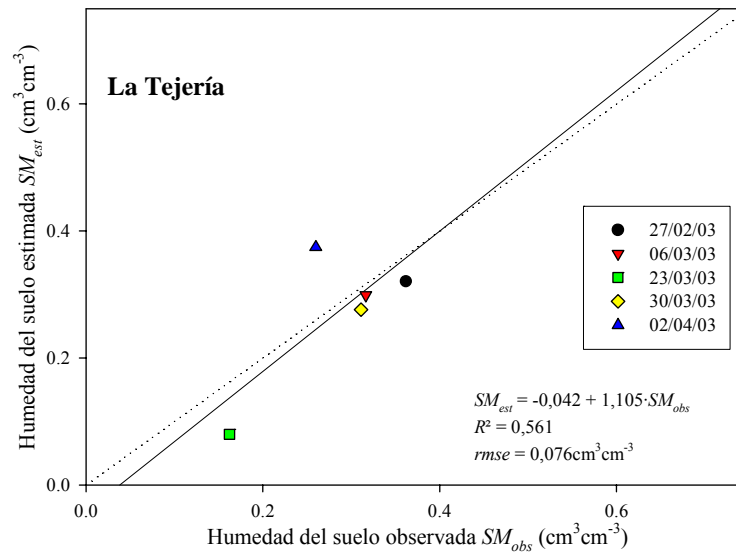


Figura 2.4.30. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh (2004) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca. Los valores de SM_{est} se han obtenido a partir del coeficiente de retrodispersión tras corregir la atenuación de la vegetación (σ_{SOIL}^0)

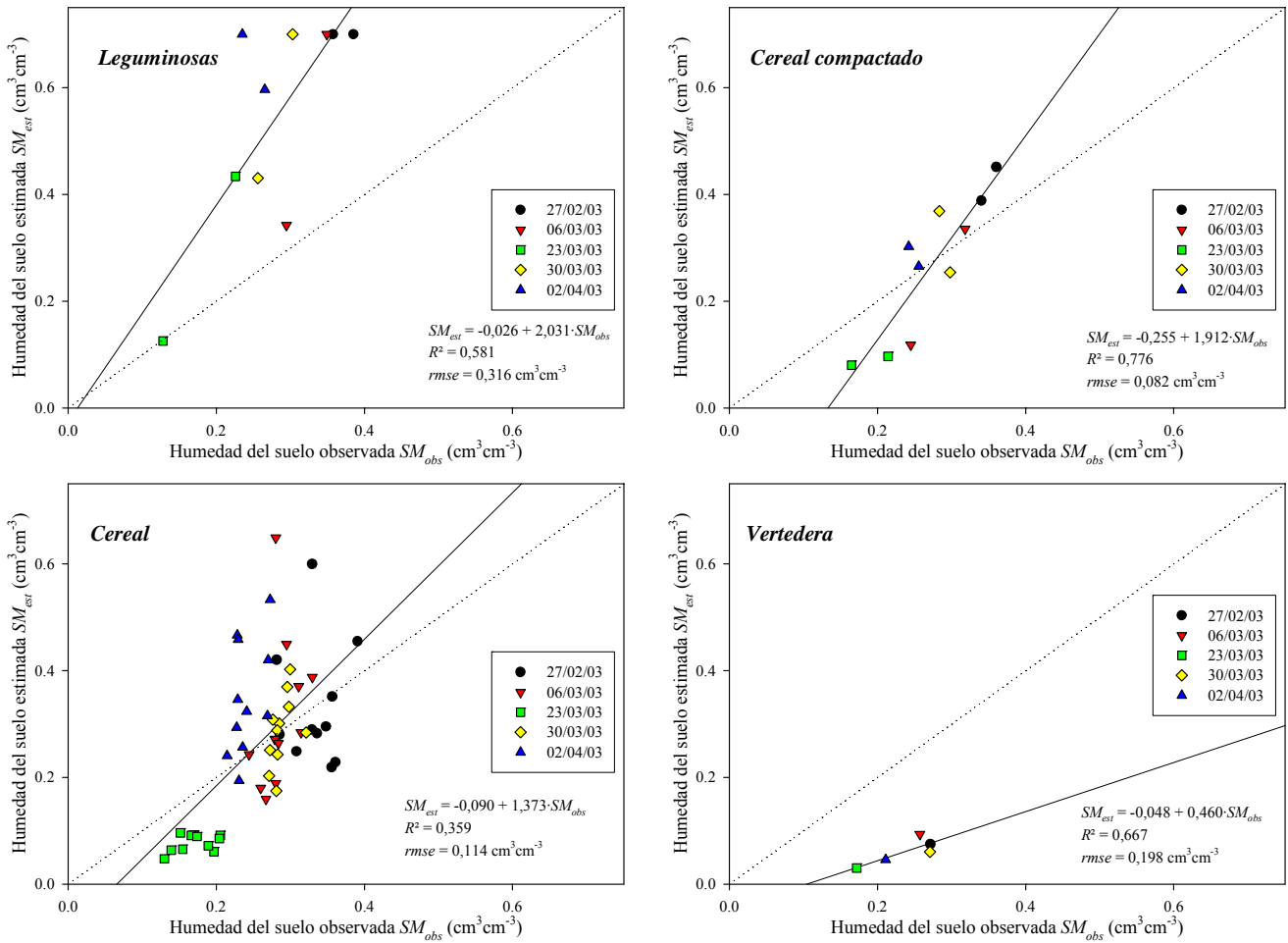


Figura 2.4.31. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el modelo de Oh (2004) (SM_{est}) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela. Los valores de SM_{est} se han obtenido a partir del coeficiente de retrodispersión tras corregir la atenuación de la vegetación (σ^0_{SOIL}) en el caso de las parcelas de las clases Cereal y Cereal compactado

2.4.5.2. Campaña ENVISAT/ASAR

La aplicación del modelo de Oh (2004) a la imagen ENVISAT/ASAR del día 3 de septiembre resulta en una subestimación considerable del coeficiente de retrodispersión, especialmente en el caso de la polarización vv. A escala de cuenca la subestimación es de 2,532 dB en la polarización vv y de 1,442 dB en hh (Fig. 2.4.32).

A escala de parcela los resultados son peores, en parte por la influencia de las parcelas 193, 194 y 199 que, una vez más, dan lugar a los peores resultados (Fig. 2.4.33). Si se analizan los resultados sin considerar esas tres parcelas, se puede observar que la subestimación persiste pero, especialmente en la polarización hh, la tendencia positiva es más clara.

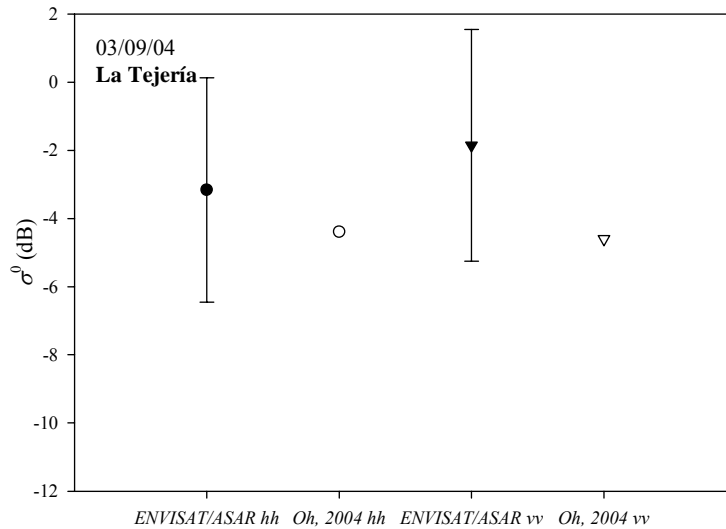


Figura 2.4.32. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca. En barras de error se representa la desviación típica de las observaciones de ENVISAT

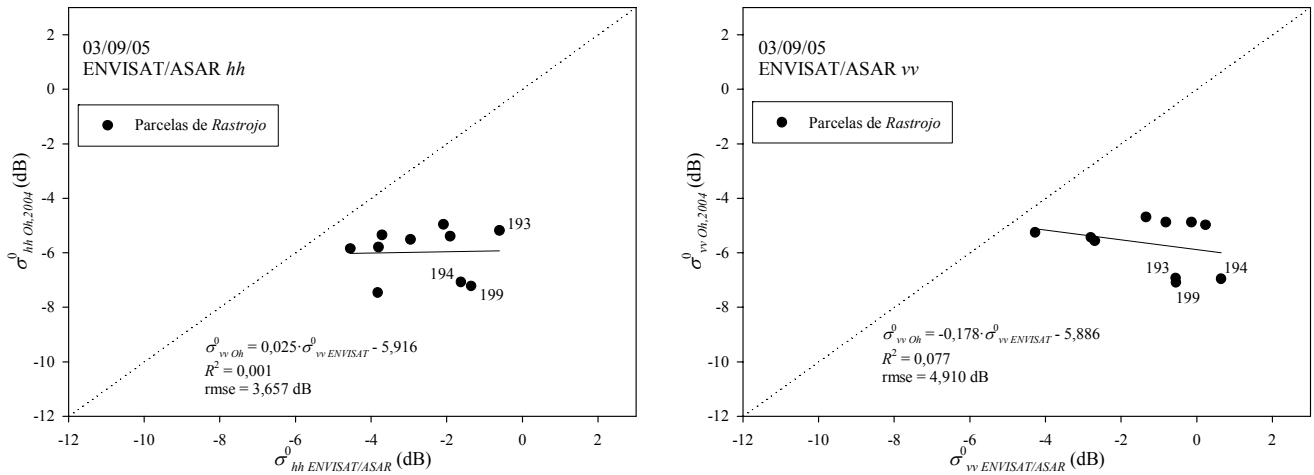


Figura 2.4.33. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 03/09/04

La aplicación del modelo de Oh (2004) a la imagen del día 22 de septiembre no es posible en ciertas parcelas, dado que el límite de aplicabilidad del modelo en cuanto a la rugosidad es el siguiente:

$$0,13 < ks < 3,50$$

Por lo tanto, el modelo no es aplicable a las parcelas de la clase *Vertedera* 199 y 208, ni a la 258 de la clase *Cultivado rugoso*. Asimismo, las parcelas 189 y 193 están en el límite.

Los resultados obtenidos a escala de cuenca y en el resto de parcelas no son buenos (Figs. 2.4.34 y 2.4.35). El coeficiente de retrodispersión se sobreestima muchísimo y no muestra un rango de variación tan amplio como el de las observaciones. Esto hace que los errores obtenidos sean altísimos, a escala de cuenca de 5,978 dB en vv y 7,351 dB en hh, y a escala de parcela incluso mayores.

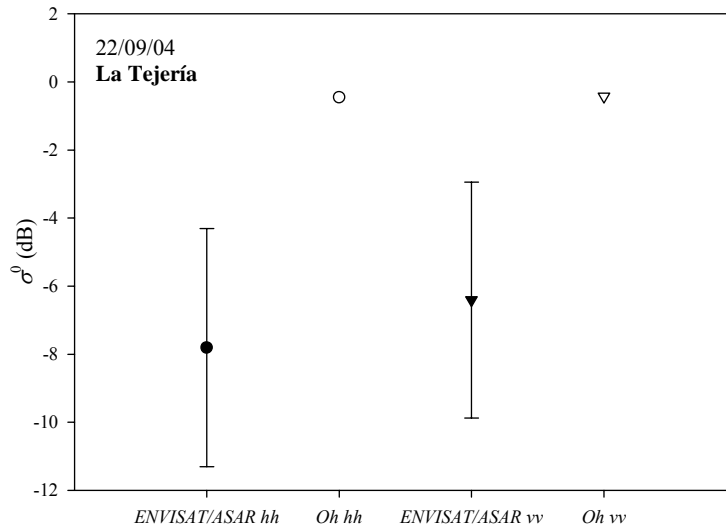


Figura 2.4.34. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) representadas junto a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de cuenca. En barras de error se representa la desviación típica de las observaciones de ENVISAT

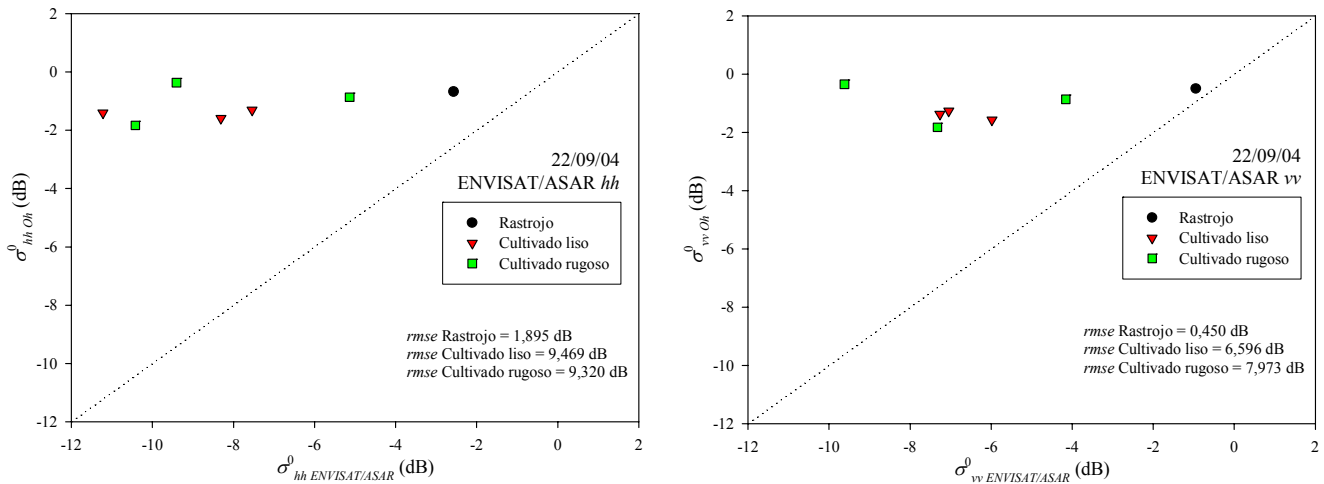


Figura 2.4.35. Estimaciones del coeficiente de retrodispersión realizadas mediante el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones de ENVISAT/ASAR a escala de parcela del día 22/09/04

La aplicación del modo inverso del modelo de Oh (2004) no produce resultados aceptables como cabía esperar tras analizar los resultados en modo directo. En la imagen del día 3 de septiembre las estimaciones de humedad son más altas que las observaciones. A escala de cuenca la humedad se sobreestima un 24% en la polarización *hh* y un 14% en *vv*. A escala de parcela las sobreestimaciones son aun más acusadas, con valores casi constantemente fuera de lo físicamente posible.

Por último, la aplicación del modo inverso a la imagen del día 22 produjo resultados totalmente inaceptables, con valores de humedad muy subestimados en todos los casos.

En resumen, los resultados obtenidos con este modelo son bastante adecuados en condiciones de rugosidad media como las de las imágenes RADARSAT-1. Sin embargo, en la campaña ENVISAT/ASAR los resultados obtenidos han sido nefastos. Este modelo, debido a que ha sido publicado muy recientemente, aún no ha sido aplicado en otros estudios, por lo que los resultados obtenidos no se pueden comparar con estudios similares realizados por otros autores.

2.4.6. ADAPTACIÓN DEL MÉTODO DE PAUWELS *ET AL.* (2002)

El método de Pauwels *et al.* (2002) se ha adaptado a las dos campañas de imágenes analizadas en esta tesis. Asimismo, el modelo se ha aplicado en ambas campañas a escala de cuenca y de parcela y se ha realizado, además, un estudio con datos sintéticos, como ya se ha detallado en la sección 2.3.4. En primer lugar, el método se ha aplicado combinando los modelos IEM y Oh *et al.* (1992), como propusieron Pauwels *et al.* (2002). Posteriormente, se realiza el mismo estudio pero combinando los modelos IEM y Oh (2004), entendiendo que este último, en teoría, describe de forma más adecuada la retrodispersión en las condiciones estudiadas.

En este apartado se muestran los resultados obtenidos en cada caso, comenzando con la campaña RADARSAT-1

2.4.6.1. Campaña RADARSAT-1

Como se ha mencionado en el párrafo anterior, en primer lugar se presentan los resultados obtenidos tras aplicar el método de Pauwels *et al.* (2002) combinando los modelos IEM y Oh *et al.* (1992). En el apartado B se empleará el modelo de Oh (2004) en lugar del modelo de Oh *et al.* (1992) siguiendo el mismo esquema que en el primero.

A. MÉTODO DE PAUWELS *ET AL.* (2002) COMBINANDO LOS MODELOS IEM Y OH *ET AL.* (1992)

El esquema iterativo propuesto por Pauwels *et al.* (2002) se aplicó a la campaña RADARSAT-1. Como se ha mencionado en la sección de metodología, esta campaña cumple las condiciones para la aplicabilidad del método y, además, permite aplicarlo a diferentes pares de imágenes de las cinco con que se cuenta. Este análisis resulta interesante para evaluar la consistencia de los parámetros de rugosidad estimados con cada par de imágenes. En total, se pueden realizar diez combinaciones distintas de imágenes que en esta tesis hemos denominado pares:

- Par 1: Imágenes 1 y 2
- Par 2: Imágenes 2 y 3
- Par 3: Imágenes 3 y 4
- Par 4: Imágenes 4 y 5
- Par 5: Imágenes 5 y 1
- Par 6: Imágenes 1 y 3
- Par 7: Imágenes 1 y 4
- Par 8: Imágenes 2 y 4
- Par 9: Imágenes 2 y 5
- Par 10: Imágenes 3 y 5

A.1. Resultados a escala de cuenca

La aplicación del método a escala cuenca, considerando los 10 diferentes pares de imágenes mencionados, da lugar a los siguientes parámetros de rugosidad s y l estimados (Tabla 2.4.8):

Tabla 2.4.8. *Parámetros de rugosidad s y l estimados para cada par de imágenes empleado en la iteración. Se indica el error obtenido en la iteración*

Par	Imágenes	s , cm	l , cm	error, cm
1	1 y 2	1,32	4,13	0,05
2	2 y 3	1,15	3,02	0,01
3	3 y 4	1,14	2,94	0,02
4	4 y 5	1,10	2,76	0,02
5	5 y 1	1,16	3,09	0,02
6	1 y 3	1,63	7,67	0,00
7	1 y 4	1,16	3,09	0,00
8	2 y 4	1,41	5,07	0,00
9	2 y 5	1,13	2,87	0,02
10	3 y 5	1,10	2,76	0,04

Estos parámetros de rugosidad estimados, son los que proporcionan un error menor ($error = |s_{est} - s_{calc}|$) entre todos los valores de s escaneados (entre 0,50 cm y 2,674 cm), siempre que se cumplan las condiciones de aplicabilidad de los modelos IEM y Oh *et al.* (1992):

$$\gamma < 0,4$$

$$2,6 < kl < 19,7$$

Los resultados obtenidos oscilan, en el caso de s , entre 1,10 cm y 1,63 cm, variabilidad que resulta considerable. Las estimaciones de l varían aun más. Sin embargo, al aplicar este método hay que tener en cuenta que el parámetro l funciona como un parámetro de calibración y que sus estimaciones no tienen por qué ser realistas. Por otro lado, cabe destacar que los parámetros estimados no toman valores aberrantes y están en el rango de las mediciones realizadas en campo.

Los valores de error obtenidos, son muy bajos teniendo en cuenta la variabilidad del parámetro s . Con algunos pares de imágenes (6, 7 y 8) el error obtenido es de 0,00 cm, teniendo en cuenta que el incremento de s empleado en la iteración es de 0,01 cm el error de estas estimaciones se correspondería con este valor de 0,01 cm.

Analizando las posibles causas de la variabilidad de los parámetros estimados, si uno se fija en los resultados obtenidos con los pares 1, 2, 3 y 4 (pares de imágenes consecutivas: 1 y 2, 2 y 3 etc.) se observa que los valores de s obtenidos van decreciendo desde 1,32 cm hasta 1,10 cm. Ello podría ser consecuencia de una gradual reducción de la rugosidad en el tiempo como consecuencia de la precipitación. Sin embargo, si esto fuese así, el resto de pares, formados por combinaciones de imágenes intermedias deberían de resultar en valores de s entre 1,32 y 1,10 cm, y no es así. Por lo tanto, las causas de la variabilidad en las estimaciones parecen ser otras. En principio, las causas de variabilidad más probables pueden ser las diferencias en ángulos de

incidencia o el diferente contenido de humedad de las imágenes, ya que son las únicas características que varían entre las imágenes. El estudio realizado posteriormente con datos sintéticos tratará de esclarecer esta cuestión.

En nuestro caso, habida cuenta de la variabilidad de los parámetros estimados, se optó por hallar los valores de s y l óptimos, es decir, los valores que producen el error mínimo en los diez pares estudiados. Para ello, se calculó el error medio en los diez pares de cada valor de s escaneado, y se seleccionó el que proporcionaba un error medio mínimo. Este error medio mínimo fue de 0,03 cm y se obtuvo con los valores de $s = 1,33$ cm y $l = 4,45$ cm.

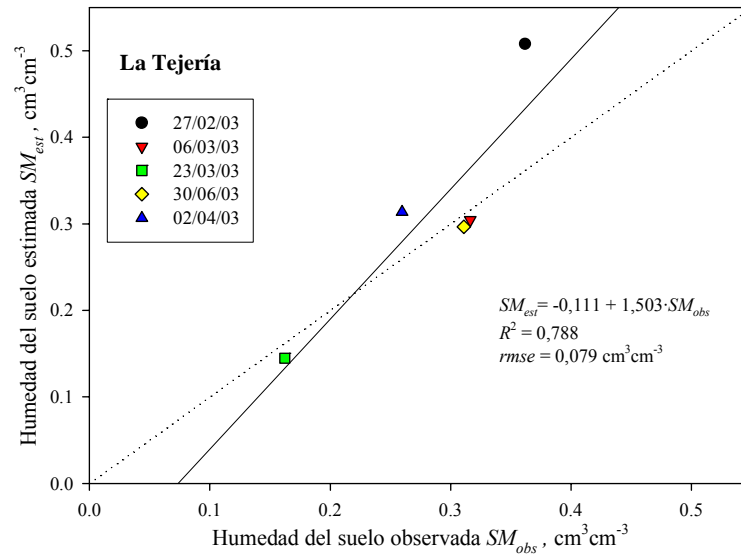


Figura 2.4.36. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca. Se han empleado los parámetros de rugosidad óptimos

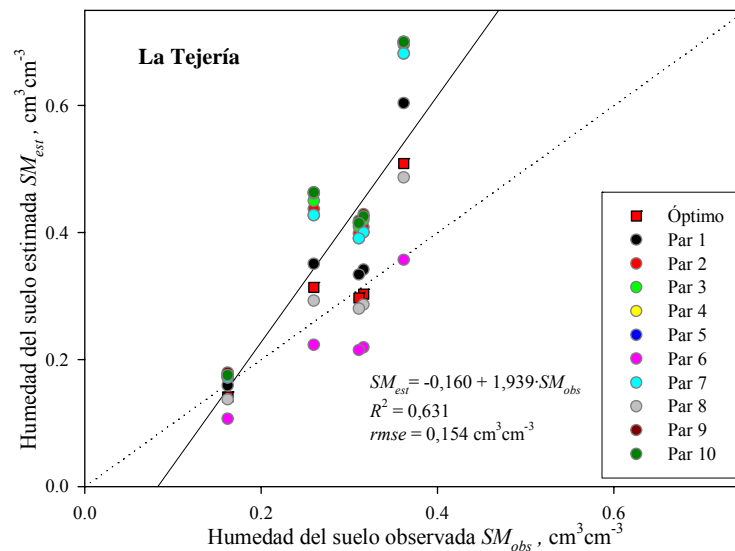


Figura 2.4.37. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca. Se muestran los resultados obtenidos con los parámetros de rugosidad óptimos y los correspondientes a los diez pares de imágenes

Las estimaciones de humedad obtenidas con estos parámetros *óptimos* estimados son acertadas, aunque en el caso de la imagen del 27 de febrero se sobreestime considerablemente la humedad. El error obtenido es del 8%, y aparentemente en condiciones de humedad inferiores al 30% significativamente menor (Fig. 2.4.36).

Por otro lado, si se emplean los parámetros obtenidos con cada uno de los pares de imágenes en la inversión de la humedad, la variabilidad que se observa en los resultados es alta. En este caso el error medio es del orden del 15% (Fig. 2.4.37).

A.2. Resultados a escala de parcela

La aplicación del método a escala de parcela permite analizar su capacidad de diferenciar las distintas clases de rugosidad. El esquema seguido es el mismo, manteniéndose el análisis con los diferentes pares de imágenes y el procedimiento para seleccionar los parámetros de rugosidad óptimos.

El método se ha aplicado a dos parcelas pertenecientes a cada clase de rugosidad, excepto en la clase *Vertedera* en la que sólo hay una parcela, la 232.

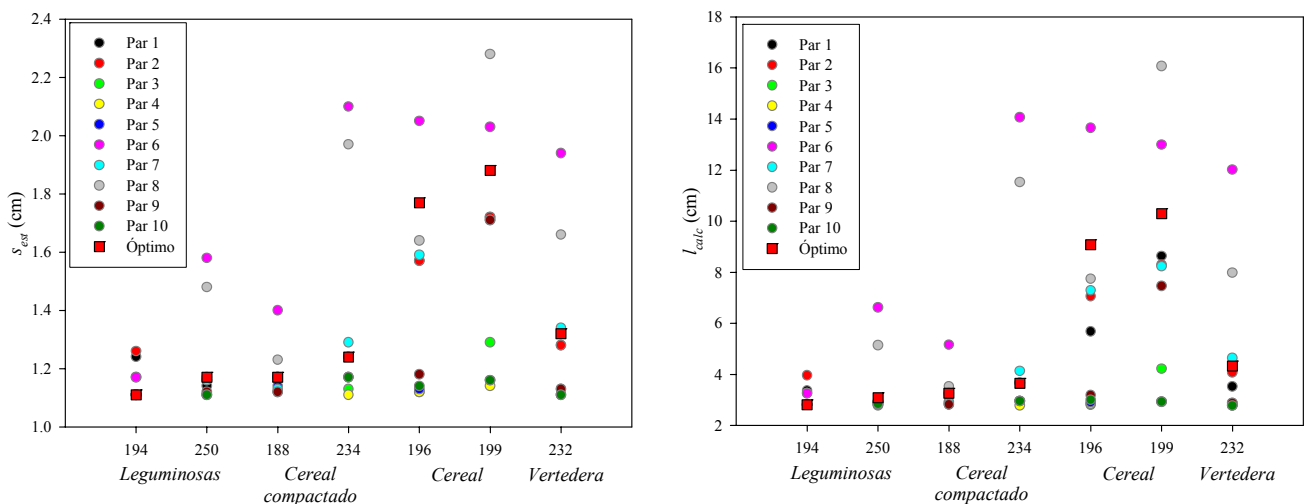


Figura 2.4.38. Parámetros de rugosidad estimados mediante el método de Pauwels et al. (2002) a escala de parcela. Se representan los parámetros óptimos junto con los valores estimados con cada uno de los diez pares de imágenes

Al igual que en la aplicación a escala de cuenca, se puede observar que los parámetros de rugosidad estimados varían según el par de imágenes que se emplee en la iteración (Fig. 2.4.38). Las variaciones llegan a ser importantes y además, se observa en las diferentes parcelas que son siempre determinados pares de imágenes los que dan lugar a unos valores mayores o menores de los parámetros de rugosidad.

Se puede observar que en las parcelas de clases más lisas el método resulta en parámetros de rugosidad menores, a excepción de la clase *Vertedera*, en la que los parámetros estimados son menores que los obtenidos en las parcelas de *Cereal*.

Los parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela se muestran en la tabla 2.4.9.

Los parámetros de rugosidad estimados, exceptuando los correspondientes a la clase *Vertedera*, son significativamente mayores a los valores medidos en campo, especialmente en el caso del parámetro s .

Al estimar la humedad de las parcelas empleando los parámetros de rugosidad óptimos obtenidos, los resultados no son tan buenos como a escala de cuenca. En general, las parcelas poco rugosas muestran unos resultados mejores. Por ejemplo, la parcela 250 tiene un error en la estimación de la humedad únicamente del 6,5% y la parcela 188 del 9,3%. Las parcelas de la clase *Cereal* muestran unos errores mayores, y la parcela de *Vertedera* es la que proporciona peores resultados. En general, parece que se subestima el contenido de humedad en condiciones poco húmedas y se sobreestima en condiciones muy húmedas (Fig. 2.4.39).

Tabla 2.4.9. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela. Se indica el error obtenido en la iteración

Clase	Parcela	s_{opt} , cm	l_{opt} , cm	error, cm
Leguminosas	194	1,11	2,81	0,05
	250	1,17	3,08	0,08
Cereal compactado	188	1,17	3,26	0,02
	234	1,24	3,65	0,04
Cereal	196	1,77	9,07	0,11
	199	1,88	10,26	0,07
Vertedera	232	1,32	4,32	0,07

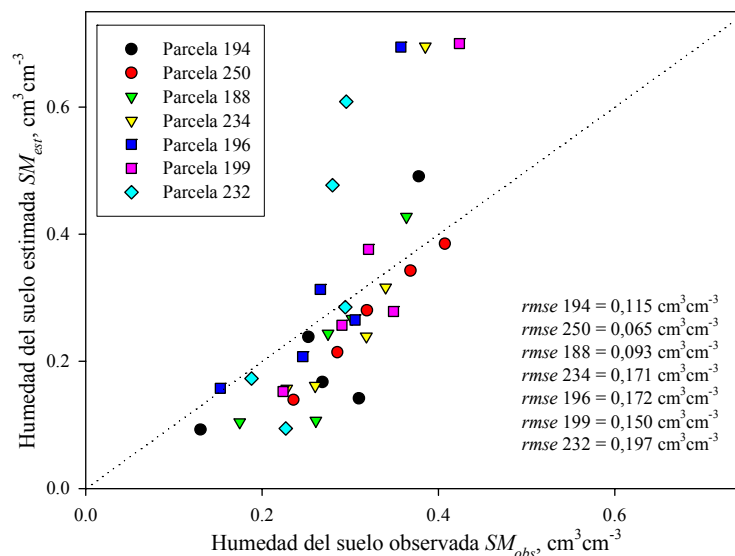


Figura 2.4.39. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela. Se han empleado los parámetros de rugosidad óptimos y se indican los valores de error medio cuadrático (rmse) obtenidos en cada parcela

Si bien los resultados obtenidos tras aplicar el método de Pauwels *et al.* (2002) a la campaña RADARSAT-1 son bastante adecuados, quedan algunas cuestiones sin resolver debido a que esta campaña tuvo lugar en unas condiciones determinadas. Los resultados del estudio abordado con datos sintéticos, que se presenta a continuación pueden aclarar algunas de estas cuestiones.

A.3. Resultados con datos sintéticos

El análisis realizado con datos sintéticos tiene como objetivo clarificar e intentar explicar los resultados obtenidos con las imágenes RADARSAT-1 tanto a escala de cuenca como de parcela.

Como se ha comentado en la sección de metodología, se consideran cinco hipotéticas imágenes adquiridas en condiciones de humedad diferentes (desde 5% a 45%). Asimismo, se consideran diferentes escenarios en cuanto a la rugosidad superficial y el ángulo de incidencia.

En primer lugar, se tratará de explicar cómo influye el contenido de humedad de las imágenes en los parámetros de rugosidad empleados. Para ello se seguirá un esquema similar al realizado con los diferentes pares de imágenes RADARSAT-1, ya explicado en el correspondiente apartado de la metodología. En coherencia con la nomenclatura empleada en el caso anterior, en este análisis también denominaremos pares de imágenes a las diferentes combinaciones realizadas. Se tendrán en cuenta cuatro pares con contenidos de humedad crecientes (Tabla 2.4.10):

Tabla 2.4.10. Pares de imágenes hipotéticos considerados en el estudio realizado con datos sintéticos

Par 1	$SM_1 = 0,05$ y $SM_2 = 0,15$
Par 2	$SM_1 = 0,15$ y $SM_2 = 0,25$
Par 3	$SM_1 = 0,25$ y $SM_2 = 0,35$
Par 4	$SM_1 = 0,35$ y $SM_2 = 0,45$

Además, se analizarán los resultados obtenidos en los diferentes escenarios de rugosidad superficial y ángulo de incidencia para comprobar si dichas características influyen significativamente o no en el funcionamiento del método.

En la figura 2.4.40 se muestran los parámetros de rugosidad estimados en cada escenario de rugosidad y ángulo de incidencia simulado con los cuatro pares. En total se han considerado cuatro condiciones de rugosidad y tres ángulos de incidencia, lo que hace un total de 12 escenarios diferentes.

Se puede observar que los cuatro pares de imágenes simulados dan lugar a parámetros de rugosidad distintos. Y que, además, los parámetros de rugosidad estimados son mayores cuanto mayor es el contenido de humedad de las dos imágenes empleadas en la iteración. Por lo tanto, parece ser que las condiciones de humedad en que se aplique el método de Pauwels *et al.* (2002) influyen en los resultados que este método proporciona. En nuestro caso, calculamos los parámetros óptimos como aquellos que dan lugar a un error medio mínimo entre los cuatro pares de imágenes (Tabla 2.4.11).

Tabla 2.4.11. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia considerado en el estudio realizado con datos sintéticos

Tratamiento de rugosidad			$\theta_{inc} = 20^\circ$		$\theta_{inc} = 30^\circ$		$\theta_{inc} = 40^\circ$	
			s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}
1	0,70	3,00	1,58	7,04	1,06	18,29	0,83	8,80
2	1,00	4,00	1,59	7,17	1,18	20,52	1,10	12,33
3	1,50	5,00	1,37	5,03	1,16	20,15	1,62	16,36
4	2,00	7,50	1,25	3,95	1,12	19,45	1,80	9,38

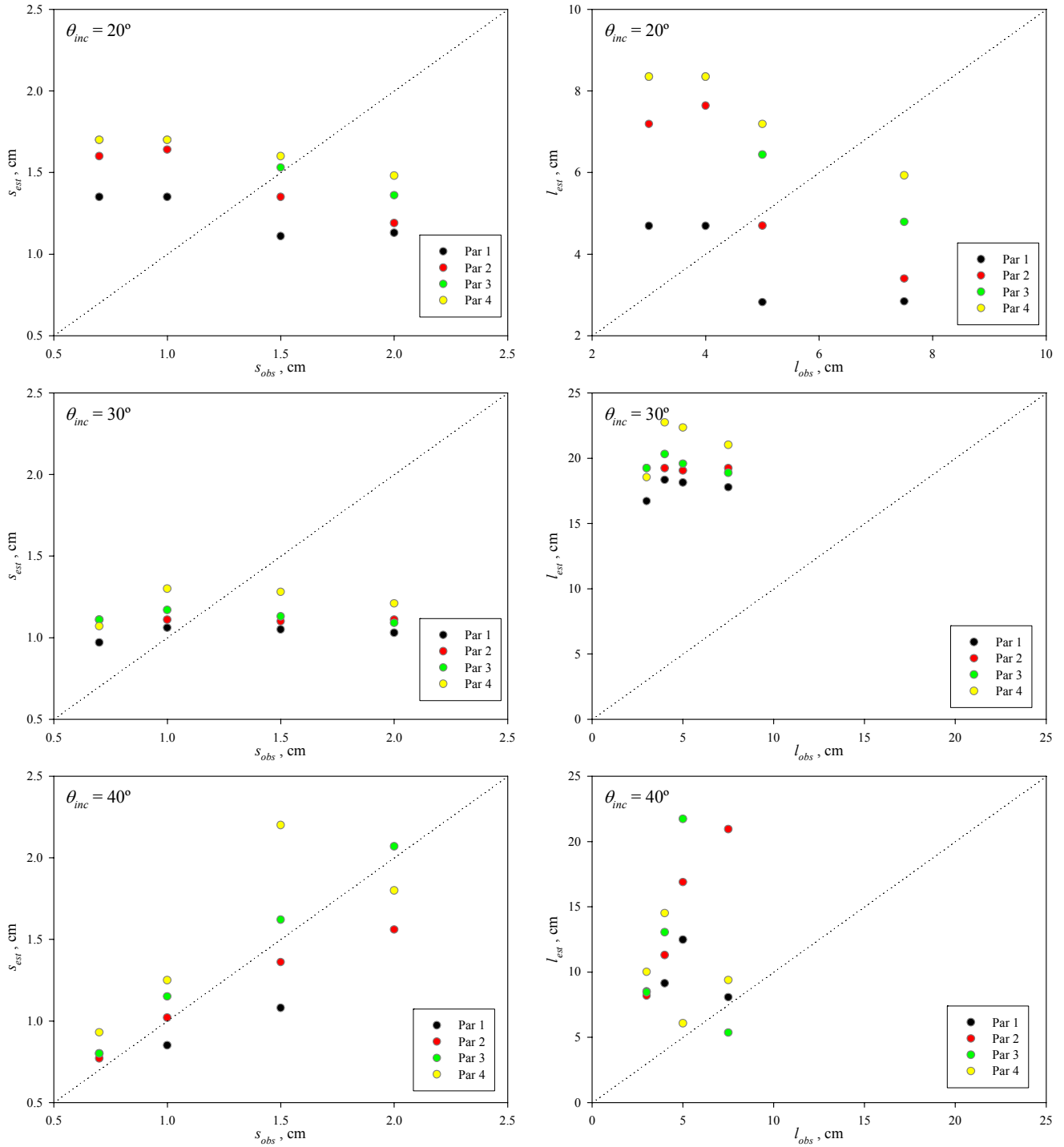


Figura 2.4.40. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos. A izquierda y derecha se muestran los resultados para s y l respectivamente, y se ordenan según el ángulo de incidencia de arriba a abajo. Se representan los parámetros estimados frente a los “observados” o considerados inicialmente en los cuatro tratamientos de rugosidad. Los símbolos indican los cuatro pares de imágenes simulados

Por otro lado, se observa que los resultados son diferentes dependiendo del ángulo de incidencia que se considere. Con ángulos de incidencia de 20° y 30° el método parece incapaz de diferenciar los tratamientos de rugosidad considerados. Sin embargo, a 40° los valores estimados de s varían de forma significativa para cada tratamiento de rugosidad. En este último caso, considerando unas condiciones de humedad medias, los

valores de s estimados reflejan con gran fiabilidad los observados. No obstante, en este caso las estimaciones de l sobrepasan considerablemente las observaciones.

Las estimaciones del parámetro l no resultan adecuadas de forma generalizada en ninguno de los ángulos de incidencia considerados. A 20° , las estimaciones están en el orden de magnitud de las observaciones pero no se estiman valores diferentes para cada tratamiento de rugosidad. A 30° y 40° el método sobreestima el valor de l de forma muy importante.

La influencia de las condiciones de rugosidad en los resultados obtenidos resulta también evidente. Con un ángulo de incidencia de 40° el método parece capaz de diferenciar y reproducir bastante correctamente los valores de s considerados, pero a 20° y 30° el método únicamente estima el parámetro s con cierta fiabilidad si éste está entre 1,0 y 1,5 cm aproximadamente. En condiciones más lisas o más rugosas el método no produce estimaciones realistas.

La estimación de la humedad realizada a partir de los parámetros óptimos obtenidos en cada escenario se representa en la figura 2.4.41. Se puede observar que la dispersión en los datos aumenta considerablemente a medida que aumenta la humedad. Es decir, en condiciones secas la estimación de la humedad puede ser bastante fiable pero en saturación los errores obtenidos pueden ser del 20%.

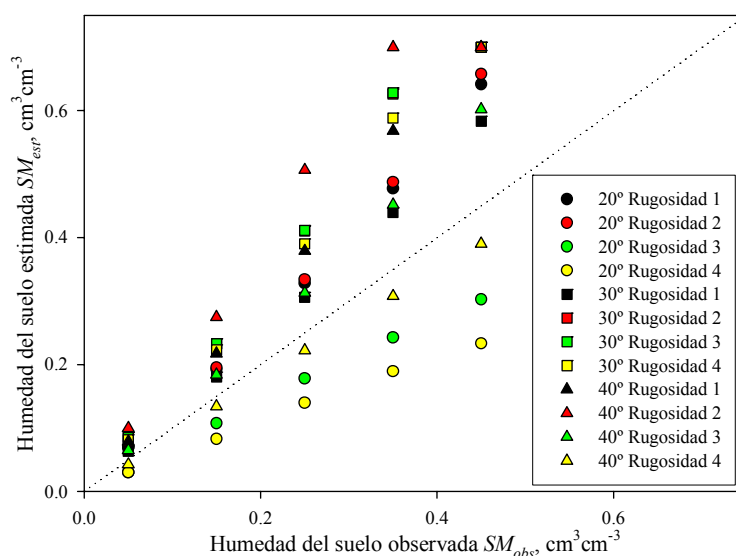


Figura 2.4.41. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético. Se muestran los resultados obtenidos en las diferentes condiciones de ángulo de incidencia y rugosidad consideradas

La estimación de la humedad bajo un ángulo de incidencia de 20° resulta en errores de entre un 10% y un 15% (Tabla 2.4.12). En condiciones muy rugosas la humedad se subestima y en condiciones poco rugosas se sobreestima. Bajo un ángulo de 30° las estimaciones de humedad sobrepasan las observaciones sistemáticamente con errores en torno al 20%, excepto en las superficies poco rugosas. Por último, bajo un ángulo de incidencia de 40° se sobreestima considerablemente la humedad del suelo excepto en condiciones de fuerte rugosidad, en las que el error en la estimación puede llegar al 4%.

Tabla 2.4.12. Error obtenido en la estimación de la humedad para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia

Tratamiento de rugosidad	Error en la estimación de la humedad <i>rmse</i> (cm ³ cm ⁻³)		
	$\theta_{inc} = 20^\circ$	$\theta_{inc} = 30^\circ$	$\theta_{inc} = 40^\circ$
1	0,124	0,087	0,182
2	0,134	0,208	0,259
3	0,101	0,209	0,099
4	0,150	0,191	0,040

En resumen, la adaptación del método de Pauwels *et al.* (2002) ha mostrado las potencialidades de un esquema de este tipo, pero también sus inconvenientes y limitaciones. En lo que respecta a la estimación de los parámetros de rugosidad, se observa una gran dependencia en el ángulo de incidencia en que se realicen las observaciones, siendo los resultados peores cuanto menor es el ángulo de incidencia. Este resultado puede ser consecuencia de que el modelo de Oh *et al.* (1992) no contempla la componente coherente de la retrodispersión, importante en estos casos. Además, se ha observado que el método funciona mejor en condiciones de rugosidad medias.

También se ha observado que las condiciones de humedad de las dos observaciones empleadas en la iteración influyen significativamente en el valor de los parámetros de rugosidad estimados, siendo éstos más altos cuanto mayor sea la humedad.

Por último, en lo que respecta a la estimación de la humedad, se aprecia una mayor dispersión en condiciones de humedad alta, lo que aparentemente es fruto de la menor sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a la constante dieléctrica en condiciones de humedad alta. Este inconveniente es común a otros métodos que relacionan el coeficiente de retrodispersión con la humedad. La interpretación de los resultados es compleja debido a la diferente sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a la humedad del suelo dependiendo de la rugosidad y ángulo de incidencia de la observación.

B. MÉTODO DE PAUWELS *ET AL.* (2002) COMBINANDO LOS MODELOS IEM Y OH (2004)

El modelo de Oh (2004) puede ser utilizado también en este esquema debido a que al igual que el modelo original de Oh *et al.* (1992) requiere de un solo parámetro de rugosidad, s . Este modelo, describe de forma más adecuada la retrodispersión en ángulos de incidencia pequeños, por lo que a priori es posible que su incorporación al método proporcione mejores resultados.

El análisis realizado ha sido análogo al llevado a cabo con el modelo de Oh *et al.* (1992). En primer lugar se muestran los resultados obtenidos aplicando el modelo a escala de cuenca y seguidamente a escala de parcela. Por último, se realiza un análisis empleando los datos sintéticos detallados en el caso anterior. El objetivo de este análisis es evaluar las eventuales mejoras que la incorporación del modelo de Oh (2004) puede aportar al método.

B.1. Resultados a escala de cuenca

La aplicación del método a escala cuenca incorporando el modelo de Oh (2004), da lugar a los siguientes parámetros de rugosidad s y l (Tabla 2.4.13):

Tabla 2.4.13. Parámetros de rugosidad s y l estimados para cada par de imágenes empleado en la iteración. Se indica el error obtenido en la iteración

Par	Imágenes	s , cm	l , cm	error, cm
1	1 y 2	0,89	2,27	0,15
2	2 y 3	1,13	24,85	0,11
3	3 y 4	1,79	12,91	0,01
4	4 y 5	1,83	16,48	0,00
5	5 y 1	0,95	18,55	0,05
6	1 y 3	1,31	7,14	0,00
7	1 y 4	1,07	3,44	0,09
8	2 y 4	1,67	12,32	0,00
9	2 y 5	0,76	15,15	0,06
10	3 y 5	2,06	21,60	0,01

La variabilidad en los parámetros estimados para cada par de imágenes es aun mayor que en el caso anterior. Por otro lado, los valores de l son significativamente más altos que los valores medidos en campo y los obtenidos en el caso anterior con el método empleando el modelo de Oh *et al.* (1992).

Los parámetros de rugosidad óptimos obtenidos en este caso son $s = 0,90$ cm y $l = 2,51$ cm, con un error medio entre los diferentes pares de 0,10 cm. Las estimaciones de humedad realizadas con esta configuración óptima se ajustan muy bien a las observaciones, con un error medio cuadrático de 4,4% (Fig. 2.4.42).

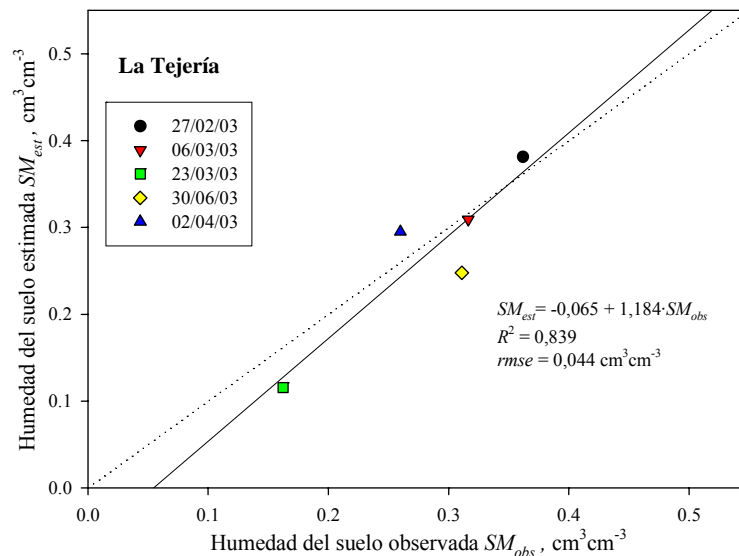


Figura 2.4.42. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca. Se han empleado los parámetros de rugosidad óptimos

B.2. Resultados a escala de parcela

A continuación, se aplicó el método incorporando el modelo de Oh (2004) a escala de parcela. El método se aplicó a las mismas parcelas que en el caso anterior, esto es, dos parcelas por cada clase de rugosidad excepto la clase *Vertedera* en la que únicamente había una parcela.

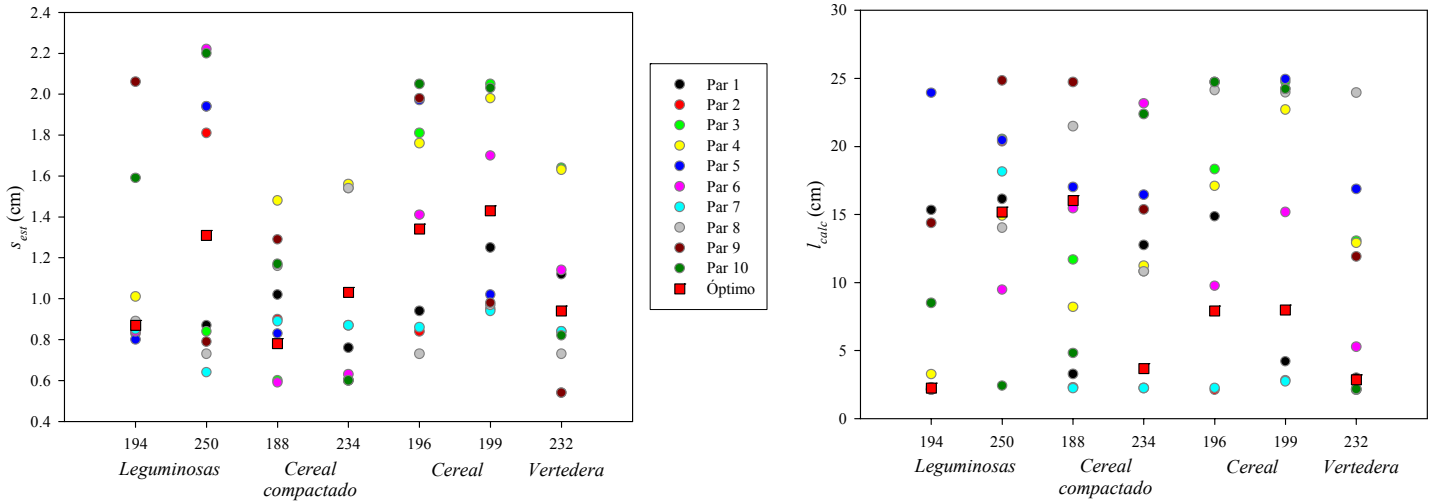


Figura 2.4.43. Parámetros de rugosidad estimados mediante el método de Pauwels et al. (2002) a escala de parcela. Se representan los parámetros óptimos junto con los valores estimados con cada uno de los diez pares de imágenes

En este caso también se observa una gran variabilidad entre los parámetros obtenidos a partir de los diferentes pares de imágenes para una misma parcela. Esta variabilidad es especialmente alta en el caso del parámetro l (Fig. 2.4.43).

En el caso del parámetro s se observa que los valores obtenidos en las parcelas de la clase *Cereal* son generalmente mayores que en las clases menos rugosas. Por otro lado, tal y como ocurría en el caso anterior, la parcela 232 de la clase *Vertedera* no proporciona resultados adecuados.

Los parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela son los siguientes:

Tabla 2.4.14. Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada parcela. Se indica el error obtenido en la iteración

Clase	Parcela	s_{opt} , cm	l_{opt} , cm	error, cm
Leguminosas	194	0,87	2,26	0,12
	250	1,31	15,16	0,17
Cereal compactado	188	0,78	16,03	0,09
	234	1,03	3,69	0,13
Cereal	196	1,34	7,92	0,21
	199	1,43	7,98	0,19
Vertedera	232	0,94	2,85	0,16

Al estimar la humedad de las parcelas empleando los parámetros de rugosidad óptimos, los resultados obtenidos son peores que en el caso anterior en el que se empleaba el modelo de Oh et al. (1992). Prácticamente en todos los casos se subestima severamente

la humedad, con errores entre un 10% y un 25%. Curiosamente, la parcela que tiene un menor error es la parcela de *Vertedera*. Por otro lado, no se observa la sobreestimación de la humedad en condiciones de humedad alta que se producía anteriormente, y la pendiente que siguen las distintas parcelas en la figura 2.4.44 es prácticamente paralela a la línea 1:1.

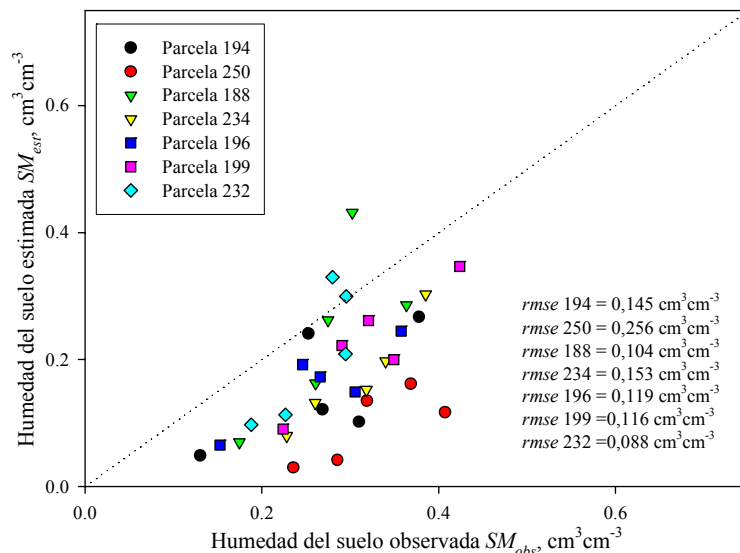


Figura 2.4.44. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de parcela. Se han empleado los parámetros de rugosidad óptimos y se indican los valores de error medio cuadrático (rmse) obtenidos en cada parcela

B.3. Resultados con datos sintéticos

El análisis realizado es idéntico al llevado a cabo en el caso anterior. Se consideran tres configuraciones de ángulo de incidencia y cuatro tratamientos de rugosidad. En estos doce escenarios se consideran cinco imágenes adquiridas en condiciones crecientes de humedad y se aplica el método para la estimación de los parámetros de rugosidad a cuatro pares de imágenes, siendo el primero el más seco y el cuarto el más húmedo.

Los valores de los parámetros de rugosidad estimados varían, al igual que en el caso anterior, dependiendo del par de imágenes empleado en la iteración (Fig. 2.4.45). Es decir, dependiendo de las condiciones de humedad de las imágenes empleadas. Además, la variabilidad entre los diferentes pares estudiados es incluso mayor que en el caso anterior. Sin embargo, no se observa tan claramente que el valor de los parámetros estimados sea mayor cuanto más húmedas son las condiciones de las imágenes.

Las estimaciones del parámetro s de rugosidad, están en el mismo orden de magnitud que los valores reales de s . Sin embargo, las estimaciones de l , en general, sobrepasan significativamente los valores observados. La única excepción a esta apreciación se produce bajo un ángulo de incidencia de 20° y algunas condiciones de humedad determinadas.

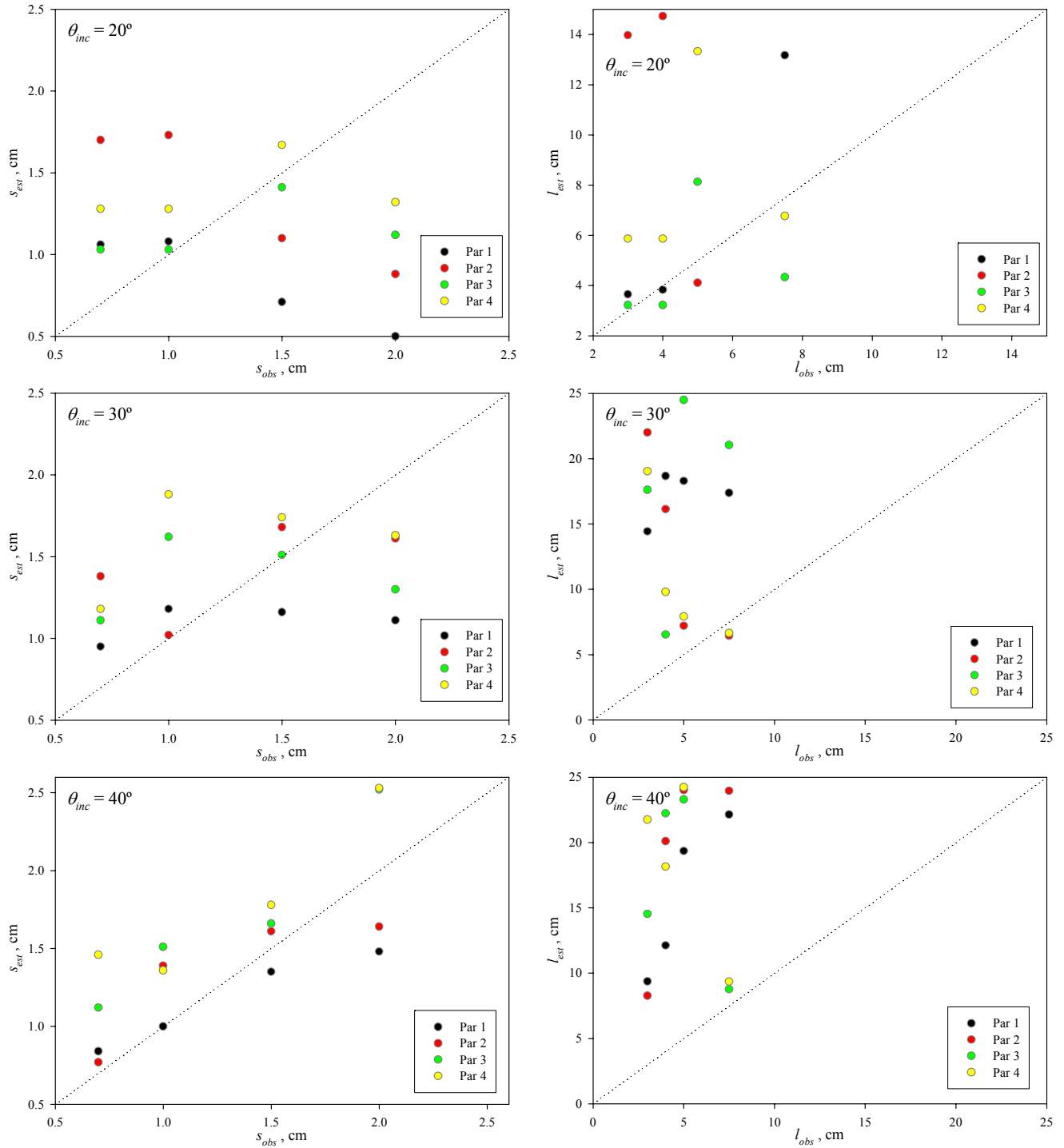


Figura 2.4.45. Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos. A izquierda y derecha se muestran los resultados para s y l respectivamente, y se ordenan según el ángulo de incidencia de arriba abajo. Se representan los parámetros estimados frente a los “observados” o considerados inicialmente en los cuatro tratamientos de rugosidad. Los símbolos indican los cuatro pares de imágenes simulados

Por otro lado, se observa que las condiciones de rugosidad influyen de forma determinante en la fiabilidad de las estimaciones de s realizadas. En las tres configuraciones de ángulo de incidencia estudiadas se puede apreciar que en el primer tratamiento de rugosidad ($s = 0,7$ cm) s se sobreestima y en el cuarto ($s = 2,0$ cm) s se subestima. Por lo tanto, el método parece estar indicado únicamente para condiciones de rugosidad media.

No se observa una diferencia tan marcada como en el caso anterior entre los resultados obtenidos en las diferentes configuraciones de ángulo de incidencia analizadas.

Los parámetros de rugosidad óptimos calculados para cada uno de los escenarios estudiados son los siguientes:

Tabla 2.4.15. *Parámetros de rugosidad óptimos estimados para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia considerado en el estudio realizado con datos sintéticos*

Tratamiento de rugosidad	s_{obs}	l_{obs}	$\theta_{inc} = 20^\circ$		$\theta_{inc} = 30^\circ$		$\theta_{inc} = 40^\circ$	
			s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}
1	0,70	3,00	1,08	3,75	0,95	14,72	1,08	13,73
2	1,00	4,00	1,07	3,66	1,18	18,76	1,6	24,24
3	1,50	5,00	1,14	4,49	1,17	18,60	1,6	22,87
4	2,00	7,50	0,88	23,19	1,12	17,74	2,11	5,83

Los resultados obtenidos en cuanto a la estimación de humedad a partir de los parámetros de rugosidad óptimos calculados, son similares a los observados en el caso anterior (Fig. 2.4.46). En primer lugar, hay que destacar el carácter multiplicativo de la variabilidad en las estimaciones de humedad. Es decir, la variabilidad observada aumenta cuanto mayor es el contenido de humedad. Además de esto, el tratamiento de rugosidad 2 es el que mejores resultados proporciona. Resultados que son especialmente adecuados con un ángulo de incidencia de 40° . Por otro lado, se puede observar que un conjunto grande de configuraciones sobreestiman la humedad considerablemente, y eventualmente llegan al valor máximo establecido en la estimación de $0,70 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Esta sobreestimación se produce con un ángulo de incidencia de 20° en las tres primeras condiciones de rugosidad; con 30° en todas las condiciones de rugosidad excepto la cuarta; y con 40° en las condiciones de rugosidad 3 y 4. Además, esta sobreestimación es la causante de que los valores de error medio cuadrático sean tan altos en la mayoría de los casos.

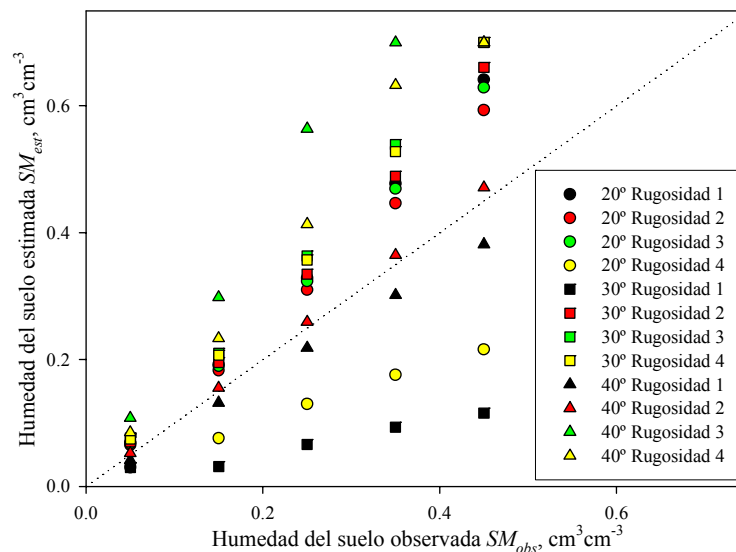


Figura 2.4.46. *Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético. Se muestran los resultados obtenidos en las diferentes condiciones de ángulo de incidencia y rugosidad consideradas*

Tabla 2.4.16. Error obtenido en la estimación de la humedad para cada tratamiento de rugosidad y ángulo de incidencia

Tratamiento de rugosidad	Error en la estimación de la humedad <i>rmse</i> (cm ³ cm ⁻³)		
	$\theta_{inc} = 20^\circ$	$\theta_{inc} = 30^\circ$	$\theta_{inc} = 40^\circ$
1	0,093	0,135	0,046
2	0,116	0,170	0,014
3	0,163	0,165	0,278
4	0,238	0,156	0,211

En comparación con el método original que incorpora el modelo de Oh *et al.* (1992), se puede observar que los resultados obtenidos en este último caso en condiciones de rugosidad menor son más adecuados, mientras que en condiciones muy rugosas los valores de error obtenidos aumentan.

En resumen, la aplicación del método de Pauwels *et al.* (2002) incorporando el modelo de Oh (2004) en lugar del modelo original de Oh *et al.* (1992) no resulta en un beneficio claro. Su aplicación a escala de cuenca proporciona unas estimaciones adecuadas de los parámetros de rugosidad, que permiten estimar la humedad con una fiabilidad realmente buena. Sin embargo, a escala de parcela los resultados obtenidos son en general peores que en el caso anterior y el análisis realizado con los datos sintéticos no proporciona unos resultados tan claros.

En general, se aprecia que la variabilidad entre los parámetros de rugosidad estimados con los diferentes pares de imágenes es mayor que en el caso anterior. Y además, en el estudio sintético no se observa una relación clara entre el contenido de humedad de las imágenes empleadas en la iteración y la magnitud de los parámetros de rugosidad estimados.

En definitiva, aunque parezca claro que el modelo de Oh (2004) es más adecuado que el de Oh *et al.* (1992) para el tipo de superficies y condiciones de observación de la campaña RADARSAT-1, los resultados obtenidos no permiten establecer si su incorporación al método de Pauwels *et al.* (2002) reporta unos beneficios claros.

2.4.6.2. Campaña ENVISAT/ASAR

La adaptación del método de Pauwels *et al.* (2002) a las imágenes ENVISAT/ASAR de polarización alterna se realizó tal y como se detalla en la sección de metodología. El método se aplicó tanto a escala de cuenca como a escala de parcela. Además, al igual que en caso de las imágenes RADARSAT-1 se realizó un estudio con datos sintéticos con el objetivo de generalizar el análisis realizado a otras condiciones distintas a las de este estudio.

Por otro lado, el método se aplicó empleando en primer lugar el modelo de Oh *et al.* (1992) y posteriormente el modelo de Oh (2004) en lugar de este primero. En los apartados siguientes se detallan los resultados obtenidos en ambos casos.

A. ESCALA DE CUENCA

Los parámetros de rugosidad obtenidos en las dos imágenes ENVISAT/ASAR analizadas se presentan en la siguiente tabla (Tabla 2.4.17):

Tabla 2.4.17. Parámetros de rugosidad medios de la cuenca observados y estimados en la campaña ENVISAT/ASAR

Imagen	Observaciones		Estimaciones empleando Oh <i>et al.</i> (1992)		Estimaciones empleando Oh (2004)	
	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)
03/09/04	1,12	4,41	1,81	11,17	0,91	2,45
22/09/04	2,68	3,97	1,14	2,89	0,79	2,03

Se puede observar que las estimaciones obtenidas empleando en la iteración el modelo de Oh (2004) corresponden con valores de rugosidad menores, que en el caso de la imagen del día 3 de septiembre resultan más acordes con las observaciones. Las condiciones de fuerte rugosidad de la imagen del día 22 de septiembre no se reflejan en las estimaciones realizadas mediante este método.

Las estimaciones de humedad que se obtienen para el día 3 de septiembre aplicando tanto el modelo de Oh *et al.* (1992) como el modelo de Oh (2004) sobrepasan por mucho las observaciones. Se obtienen valores de humedad cercanos al 60% cuando el contenido de humedad medio de la cuenca era del 18%. Por otro lado, las estimaciones de humedad realizadas para el día 22 de septiembre son bastante buenas en el caso de la aplicación del método con el modelo de Oh *et al.* (1992). En este último caso, la incorporación del modelo de Oh (2004) hace que la humedad se subestime.

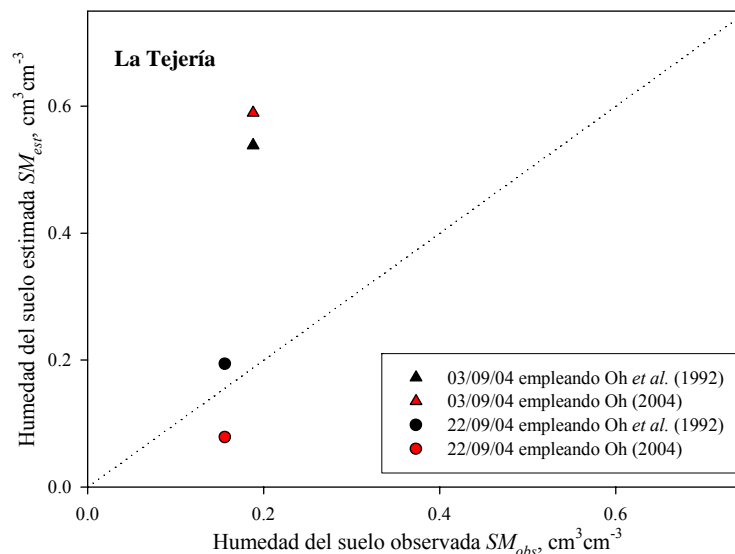


Figura 2.4.47. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} a escala de cuenca en la campaña ENVISAT. Se muestran los resultados obtenidos para las dos imágenes analizadas empleando en el método los dos modelos de Oh (Oh *et al.*, 1992 y Oh, 2004)

Los resultados obtenidos en cuanto a la estimación de la humedad contradicen en cierto modo los resultados obtenidos al estimar los parámetros de rugosidad (2.4.47). Si bien la estimación de los parámetros de rugosidad resultaba más fiable en el caso de la

primera imagen, la estimación de la humedad en este caso es peor. Es posible que estos resultados se deban, al menos en parte, a la menor sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a los parámetros de rugosidad (en especial s) en condiciones de fuerte rugosidad.

B. ESCALA DE PARCELA

El método se aplicó a escala de parcela a dos parcelas correspondientes a cada una de las clases estudiadas. En el caso de la imagen del día 3 de septiembre todas las parcelas pertenecían a la clase *Rastrojo*, por lo tanto se estudiaron dos de ellas: la parcela 188 y la parcela 189. Los parámetros de rugosidad estimados en ambos casos son mayores que las observaciones, tanto en la aplicación empleando el método de Oh *et al.* (1992) como en la realizada mediante el método de Oh (2004) (Tabla 2.4.18).

Tabla 2.4.18. Parámetros de rugosidad observados y estimados para las parcelas 188 y 189 en la campaña ENVISAT/ASAR el día 03/09/04

Parcela	Observaciones		Estimaciones empleando Oh <i>et al.</i> (1992)		Estimaciones empleando Oh (2004)	
	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)
188	0,814	3,385	1,270	4,180	0,900	2,440
189	0,901	3,947	1,840	11,680	1,700	24,350

Al estimar la humedad del suelo mediante estos parámetros ocurre algo similar a lo observado a escala de cuenca. Si bien los parámetros de rugosidad estimados se acercan más a las observaciones en la parcela 188 que en la 189, las estimaciones de humedad en la parcela 188 son peores. En cualquier caso, las estimaciones realizadas empleando el modelo de Oh (2004) se asemejan más a las observaciones (2.4.48).

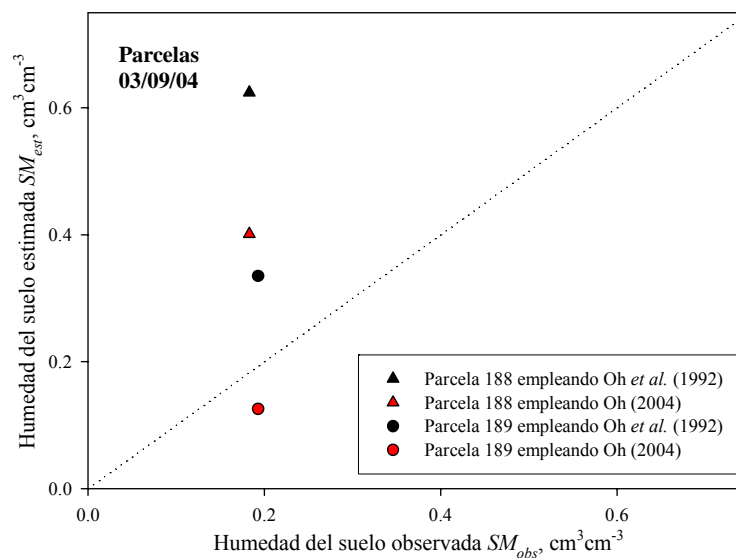


Figura 2.4.48. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} para las parcelas 188 y 189 observadas el 03/09/04 mediante ENVISAT. Se muestran los resultados obtenidos para empleando en el método los dos modelos de Oh (Oh *et al.*, 1992 y Oh, 2004)

En la imagen del día 22 de septiembre se estudiaron un total de siete parcelas: una correspondiente a la clase *Rastrojo* 194, dos pertenecientes a la clase *Cultivado liso* 201 y 255, dos pertenecientes a la clase *Cultivado rugoso* 189 y 258 y dos pertenecientes a la clase *Vertedera* 199 y 208. Los parámetros de rugosidad estimados en cada caso no reflejan los valores medidos en campo. La aplicación del método mediante el modelo de Oh (2004) da lugar a valores de s entre 0,78 cm y 0,89 cm, que distan mucho de corresponderse con los valores medidos. Por otro lado, los valores estimados empleando el modelo de Oh *et al.* (1992) son mayores pero no llegan a los valores medidos. En este último caso, el método no halló una solución válida para la parcela 194 (Tabla 2.4.19).

Tabla 2.4.19. Parámetros de rugosidad observados y estimados para las parcelas estudiadas en la campaña ENVISAT/ASAR el día 22/09/04

Parcela	Observaciones		Estimaciones empleando Oh <i>et al.</i> (1992)		Estimaciones empleando Oh (2004)	
	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)
194	1,617	4,946	-	-	0.850	2.370
201	2,157	2,079	1,170	3,140	0.890	2.960
255	2,181	3,367	1,140	2,900	0.780	1.990
189	2,503	4,215	1,590	7,830	0.830	2.210
258	3,168	2,857	2,520	23,330	0.780	2.000
199	4,007	4,824	1,130	2,840	0.860	2.200
208	5,187	5,469	1,140	2,900	0.800	2.140

Las estimaciones de humedad realizadas mediante los parámetros de rugosidad ajustados son cuando menos sorprendentes (Fig. 2.4.49). Los resultados obtenidos son adecuados, especialmente en el caso de la aplicación del método empleando el modelo de Oh (2004), lo que contrasta con la inadecuada estimación de los parámetros de rugosidad. Los peores resultados se obtienen en las parcelas de la clase *Vertedera*, pero en el resto de parcelas las estimaciones son bastante acertadas.

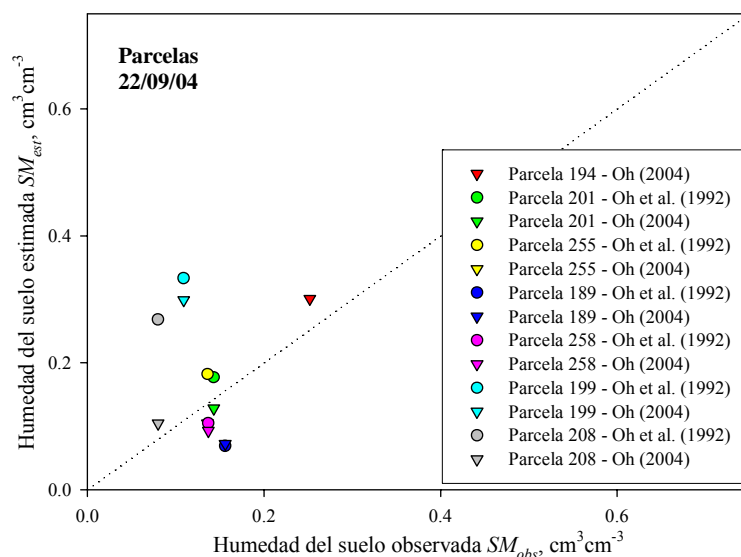


Figura 2.4.49. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) frente a las observaciones en campo SM_{obs} para las parcelas 194, 201, 255, 189, 258, 199 y 298 observadas el 22/09/04 mediante ENVISAT. Se muestran los resultados obtenidos para empleando en el método los dos modelos de Oh (Oh *et al.*, 1992 y Oh, 2004)

Estos resultados indican que el método puede dar lugar a estimaciones de los parámetros de rugosidad irreales, que no se tienen por que corresponder con la realidad, y que más bien son parámetros ajustados para cumplir los requerimientos del modelo. Asimismo, se demuestra que puede haber varias combinaciones de parámetros de rugosidad que pueden proporcionar resultados aceptables en cuanto a la simulación de la humedad. Este fenómeno se ha denominado equifinalidad de los parámetros y ha sido ampliamente estudiado en la aplicación de modelos hidrológicos.

C. RESULTADOS OBTENIDOS CON DATOS SINTÉTICOS

El estudio realizado con los datos sintéticos tiene como objeto el aclarar y ayudar a interpretar los resultados obtenidos. En primer lugar, se evalúan los parámetros de rugosidad estimados en las diferentes condiciones de rugosidad, ángulo de incidencia y humedad de suelo consideradas.

En la figura 2.4.50 se representan los parámetros s y l estimados frente a los valores correspondientes a los tres tratamientos de rugosidad y las tres condiciones de humedad consideradas. En primer lugar, se puede observar que el contenido de humedad del suelo en el momento de adquirir las imágenes tiene cierta trascendencia en el valor de los parámetros estimados. En condiciones de rugosidad débil o media los valores de los parámetros estimados son mayores cuanto mayor es la humedad, sin embargo en condiciones de rugosidad fuerte esta tendencia se invierte. En general parece que las estimaciones son peores en condiciones muy húmedas.

En segundo lugar, se observa que el ángulo de incidencia de las observaciones influye también de forma marcada en los valores estimados de los parámetros de rugosidad. Bajo un ángulo de 20° la estimación de los parámetros s y, sorprendentemente, l resulta bastante adecuada, especialmente en condiciones de humedad media o baja y de rugosidad moderada. Bajo un ángulo de 30° los resultados obtenidos son menos exitosos, especialmente en el caso del parámetro l , que al igual que ocurre con 40° , se sobreestima fuertemente. Las estimaciones de s resultan adecuadas en superficies poco rugosas y con condiciones de humedad medias. A medida que aumenta la rugosidad los valores de s se sobreestiman más intensamente, sobre todo en condiciones húmedas. Por último, bajo un ángulo de 40° las estimaciones de s resultan adecuadas, especialmente en condiciones no muy húmedas y con poca o media rugosidad.

En general, el método parece estimar el parámetro s bastante adecuadamente en condiciones de rugosidad y humedad media o baja (Tabla 2.4.20). Los resultados obtenidos con el ángulo de incidencia de 20° son bastante acertados, especialmente teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el estudio sintético realizado para la campaña RADARSAT-1.

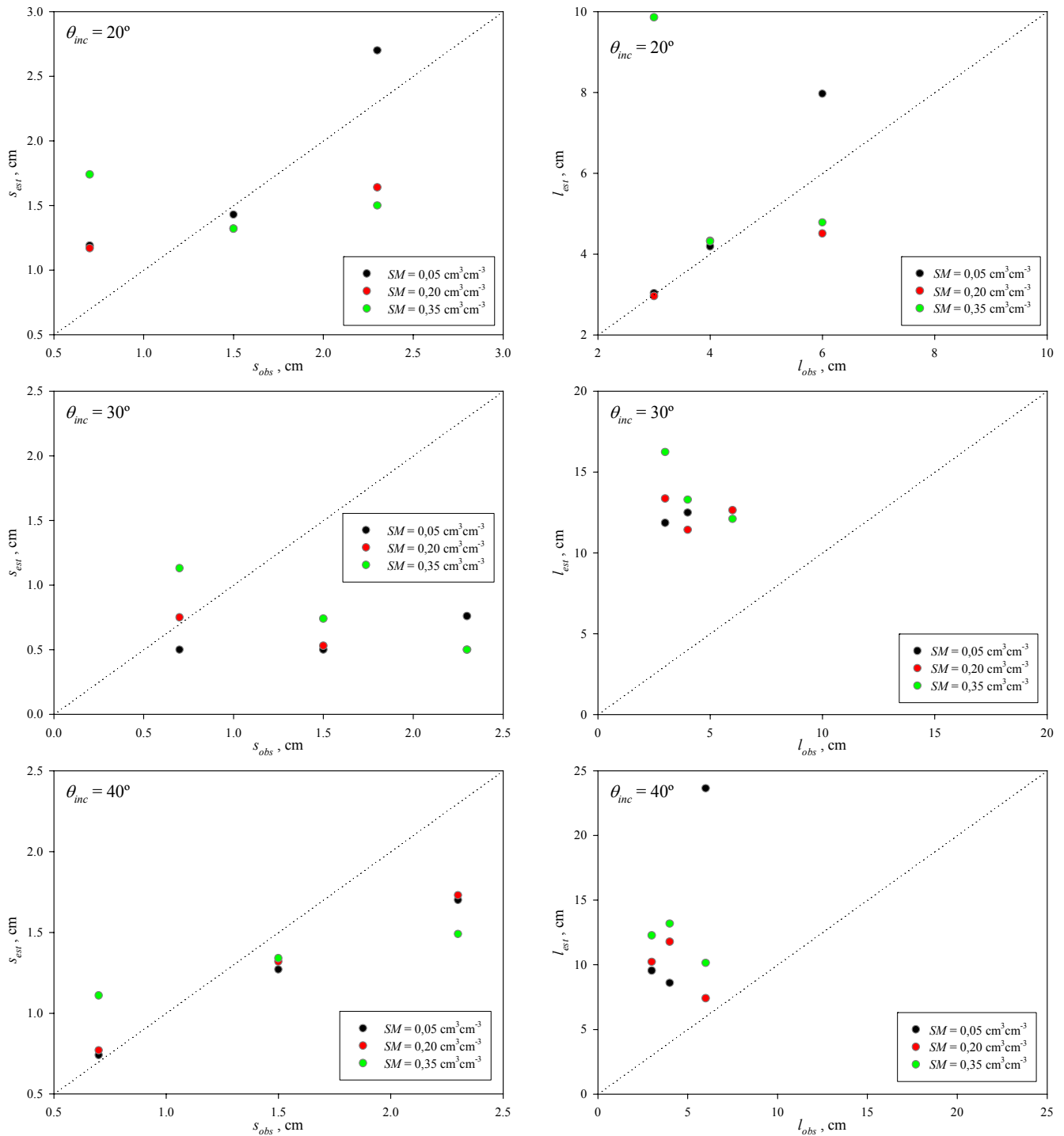


Figura 2.4.50. *Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos empleando Oh et al. (1992). A izquierda y derecha se muestran los resultados para s y l respectivamente, y se ordenan según el ángulo de incidencia de arriba a abajo. Se representan los parámetros estimados frente a los “observados” o considerados inicialmente en los tres tratamientos de rugosidad. Los símbolos representan las diferentes condiciones de humedad consideradas*

La aplicación del método empleando el modelo de Oh (2004) no reporta beneficios adicionales claros, y los resultados obtenidos son muy similares (Fig. 2.4.51 y Tabla 2.4.21). Lo recientemente comentado sobre la influencia de la humedad del suelo en el método es también válido en este caso, así como lo mencionado para las diferentes condiciones de rugosidad y configuraciones de ángulo de incidencia analizadas. En

general parece que el método estima el parámetro s correctamente en condiciones de humedad y rugosidad bajas o medias.

Tabla 2.4.20. Parámetros de rugosidad estimados para las diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia consideradas en el estudio sintético empleando Oh et al. (1992)

Condiciones de humedad	Tratamiento de rugosidad		$\theta_{inc} = 20^\circ$		$\theta_{inc} = 30^\circ$		$\theta_{inc} = 40^\circ$	
	s_{obs}	l_{obs}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}
$SM = 0,05$	0,70	3,00	1,19	3,03	0,50	11,85	0,74	9,54
	1,50	4,00	1,43	4,19	0,50	12,49	1,27	8,59
	2,30	6,00	2,70	7,97	0,76	24,87	1,70	23,65
$SM = 0,20$	0,70	3,00	1,17	2,96	0,75	13,36	0,77	10,22
	1,50	4,00	1,32	4,33	0,53	11,42	1,32	11,78
	2,30	6,00	1,64	4,51	0,50	12,64	1,73	7,41
$SM = 0,35$	0,70	3,00	1,74	9,86	1,13	16,24	1,11	12,27
	1,50	4,00	1,32	4,31	0,74	13,29	1,34	13,18
	2,30	6,00	1,50	4,78	0,50	12,10	1,49	10,14

Tabla 2.4.21. Parámetros de rugosidad estimados para las diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia consideradas en el estudio sintético empleando Oh et al. (2004)

Condiciones de humedad	Tratamiento de rugosidad		$\theta_{inc} = 20^\circ$		$\theta_{inc} = 30^\circ$		$\theta_{inc} = 40^\circ$	
	s_{obs}	l_{obs}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}	s_{est}	l_{est}
$SM = 0,05$	0,70	3,00	0,55	17,12	0,50	10,23	0,75	10,69
	1,50	4,00	1,43	4,19	0,50	9,59	1,28	10,28
	2,30	6,00	2,70	7,97	0,76	24,87	1,70	23,65
$SM = 0,20$	0,70	3,00	1,05	2,96	0,71	12,04	0,80	12,09
	1,50	4,00	0,82	21,38	0,50	9,76	1,35	14,10
	2,30	6,00	1,64	4,51	0,50	9,40	1,51	9,07
$SM = 0,35$	0,70	3,00	1,13	4,09	1,04	14,09	1,20	13,76
	1,50	4,00	0,82	22,20	0,69	11,82	1,36	14,17
	2,30	6,00	1,50	4,78	0,50	10,05	1,50	11,60

Los resultados obtenidos tras estimar la humedad del suelo con los parámetros de rugosidad ajustados no son tan adecuados (Fig. 2.4.52 y Tabla 2.4.22). Con un ángulo de incidencia de 20° la humedad se sobreestima en superficies lisas y subestima en condiciones de rugosidad media y fuerte. Es de esperar que para unas condiciones de s intermedias entre 0,70 cm y 1,50 cm los resultados fueran mejores.

Con un ángulo de 30° la humedad se sobreestima en todos los casos excepto en condiciones de humedad baja, en condiciones de rugosidad fuerte la sobreestimación es menos acusada.

Por último, con un ángulo de incidencia de 40° los resultados obtenidos son los más adecuados. En superficies poco rugosas la humedad se sobreestima fuertemente, pero en condiciones medias esta sobreestimación no es tan significativa. En condiciones de rugosidad fuerte la humedad se subestima.

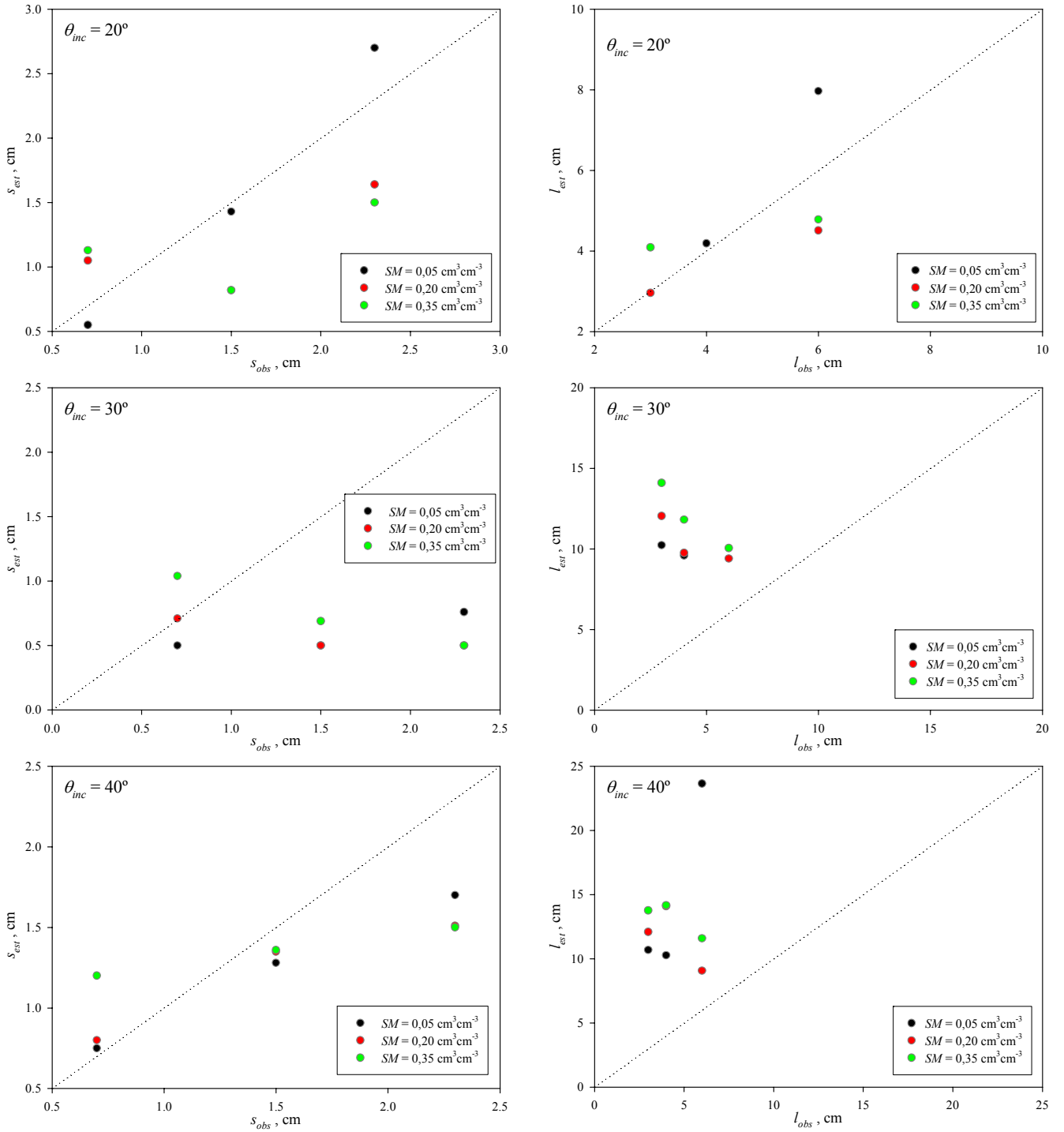


Figura 2.4.51. *Parámetros de rugosidad estimados en el estudio realizado con datos sintéticos empleando el modelo de Oh (2004). A izquierda y derecha se muestran los resultados para s y l respectivamente, y se ordenan según el ángulo de incidencia de arriba a abajo. Se representan los parámetros estimados frente a los “observados” o considerados inicialmente en los tres tratamientos de rugosidad. Los símbolos representan las diferentes condiciones de humedad consideradas*

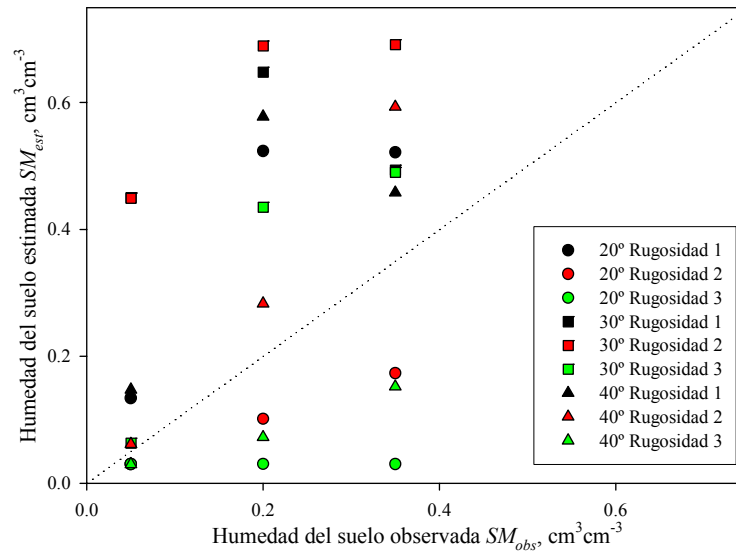


Figura 2.4.52. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels et al. (2002) empleando Oh et al. (1992), frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético. Se muestran los resultados obtenidos en las diferentes condiciones de ángulo de incidencia y rugosidad consideradas

Tabla 2.4.22. Error en la estimación de la humedad en los diferentes tratamientos de rugosidad y ángulo de incidencia considerados. El método emplea el modelo de Oh et al. (1992)

Tratamiento de rugosidad	Error en la estimación de la humedad <i>rmse</i> ($cm^3 cm^{-3}$)		
	$\theta_{inc} = 20^\circ$	$\theta_{inc} = 30^\circ$	$\theta_{inc} = 40^\circ$
1	0,217	0,357	0,234
2	0,117	0,414	0,149
3	0,209	0,158	0,136

Los resultados obtenidos empleando el modelo de Oh (2004) son más adecuados, aunque en general no se puede decir que el ajuste sea bueno (Fig. 2.4.53 y Tabla 2.4.23). Con un ángulo de incidencia de 20° la humedad se subestima fuertemente en superficies rugosas. En condiciones de rugosidad media se sigue apreciando una subestimación mientras que en superficies poco rugosas la humedad se sobreestima. Al igual que en el caso anterior es de esperar que para condiciones de rugosidad intermedias los resultados sean mejores.

Los resultados obtenidos con un ángulo de incidencia de 30° son bastante adecuados en condiciones de rugosidad fuerte, en estas condiciones la humedad se sobreestima ligeramente. En el resto de condiciones de rugosidad la sobreestimación es severa.

Por último, con un ángulo de incidencia de 40° los resultados son muy similares al caso anterior. En condiciones de rugosidad fuerte la humedad se subestima mientras que en condiciones medias o lisas se sobreestima.

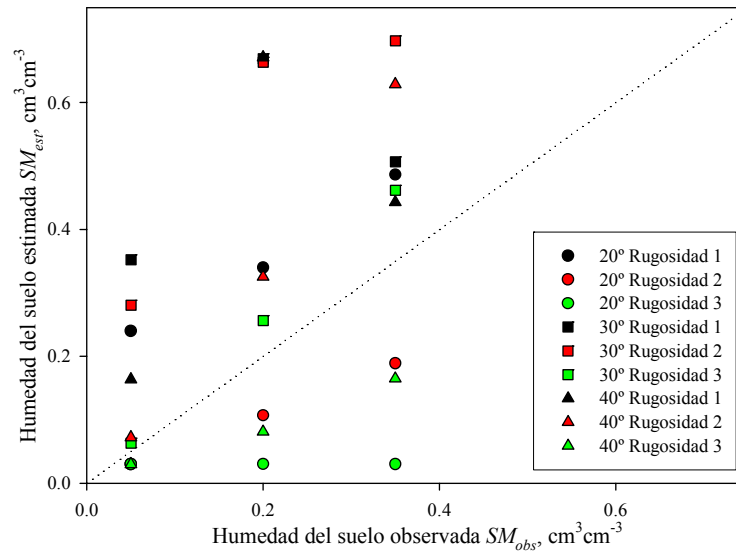


Figura 2.4.53. Estimaciones de humedad del suelo realizadas mediante el método de Pauwels *et al.* (2002) incorporando el modelo de Oh (2004) frente a las observaciones hipotéticas SM_{obs} planteadas en el estudio sintético. Se muestran los resultados obtenidos en las diferentes condiciones de ángulo de incidencia y rugosidad consideradas

Tabla 2.4.23. Error en la estimación de la humedad en los diferentes tratamientos de rugosidad y ángulo de incidencia considerados. El método emplea el modelo de Oh (2004)

Tratamiento de rugosidad	Error en la estimación de la humedad <i>rmse</i> ($cm^3 cm^{-3}$)		
	$\theta_{inc} = 20^\circ$	$\theta_{inc} = 30^\circ$	$\theta_{inc} = 40^\circ$
1	0,253	0,333	0,294
2	0,189	0,418	0,343
3	0,209	0,256	0,195

En resumen, el método propuesto por Pauwels *et al.* (2002) se puede adaptar a las imágenes adquiridas por el sensor ENVISAT/ASAR en polarización alterna *hh/vv*. Sin embargo, las condiciones en las que el método es aplicable son bastante reducidas. En condiciones de rugosidad y humedad del suelo media la estimación del parámetro *s* de rugosidad puede resultar bastante adecuada, pero en condiciones de mayor rugosidad en general se tiende a subestimar tanto el parámetro *s* como la humedad del suelo. De forma opuesta, en condiciones de rugosidad débil el parámetro *s* y la humedad del suelo se sobreestiman. Los resultados obtenidos también varían con el ángulo de incidencia considerado, aunque en este caso no se aprecia una relación clara entre éste y la magnitud de los parámetros de rugosidad y la humedad del suelo estimada.

2.4.7. OTROS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA LONGITUD DE CORRELACIÓN

En este apartado se estima el parámetro l de rugosidad siguiendo los métodos propuestos por Davidson *et al.* (2003) por un lado y Baghdadi *et al.* (2002; 2004) por otro.

2.4.7.1. Método basado en Davidson *et al.* (2003)

Davidson *et al.* (2003) propusieron la existencia de una relación lineal entre los dos parámetros de rugosidad s y l .

$$l = 1,47 + 1,64 \cdot s \quad (2.4.2)$$

En este estudio, observaremos si tal relación se cumple entre los parámetros de rugosidad medidos en campo en las dos campañas estudiadas y analizaremos los resultados obtenidos tras aplicar el modelo IEM con valores de l calculados mediante esta relación.

En el caso de la campaña RADARSAT-1, los parámetros medios de rugosidad obtenidos para cada clase siguen una relación lineal clara (Fig. 2.4.54), aunque la pendiente es significativamente mayor que la pendiente propuesta por Davidson *et al.* (2003). Sin embargo, hay que tener en cuenta que la gran variabilidad de las mediciones de rugosidad en la clase *Vertedera* que hacen que los parámetros medios obtenidos en este caso tengan una validez limitada.

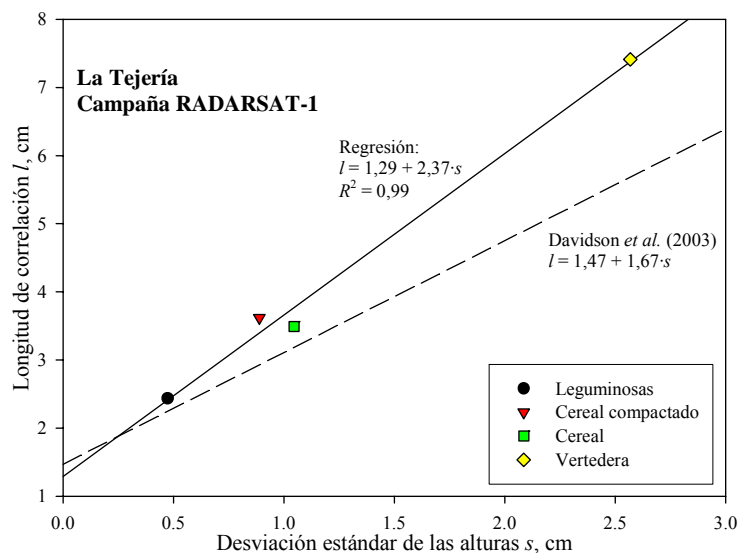


Figura 2.4.54. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad medios medidos para cada clase en la campaña RADARSAT-1. Se representa la relación lineal propuesta por Davidson *et al.* (2003) y la obtenida en este caso

Observando la correlación entre las mediciones de s y l para cada perfil (Fig. 2.4.55) el ajuste obtenido es claramente peor, con un coeficiente de correlación de 0,22. Se puede

observar que la relación propuesta por Davidson *et al.* (2003), aunque sea distinta a la regresión ajustada, muestra un ajuste razonable con varios de los perfiles medidos.

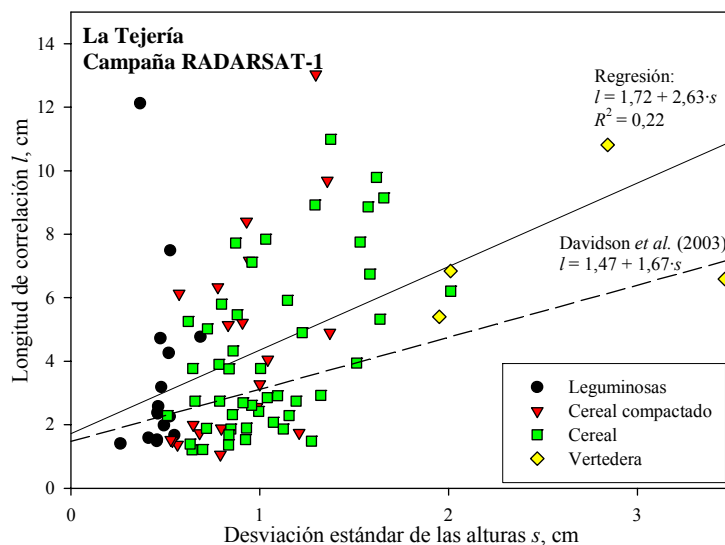


Figura 2.4.55. Relación entre los parámetros de rugosidad medidos para cada perfil en la campaña RADARSAT-1. Se representa la relación propuesta por Davidson *et al.* (2003) y la regresión de los datos

Con las mediciones de rugosidad de la campaña ENVISAT/ASAR se ha realizado el mismo análisis, estudiando de forma independiente las mediciones llevadas a cabo el 3 de septiembre y las del 22 de septiembre ya que se emplearon perfilómetros diferentes.

Observando la relación entre los valores medios por parcela de s y l en las mediciones de rugosidad realizadas el día 3 de septiembre, se puede observar que seis de las parcelas estudiadas se encuentran cercanas a la línea propuesta por Davidson *et al.* (2003), mientras que las cuatro restantes tienen valores medios de l marcadamente superiores a lo que indica esta línea (Fig. 2.4.56). La regresión obtenida no es adecuada debido en parte a que todas las parcelas pertenecen a una misma clase de rugosidad.

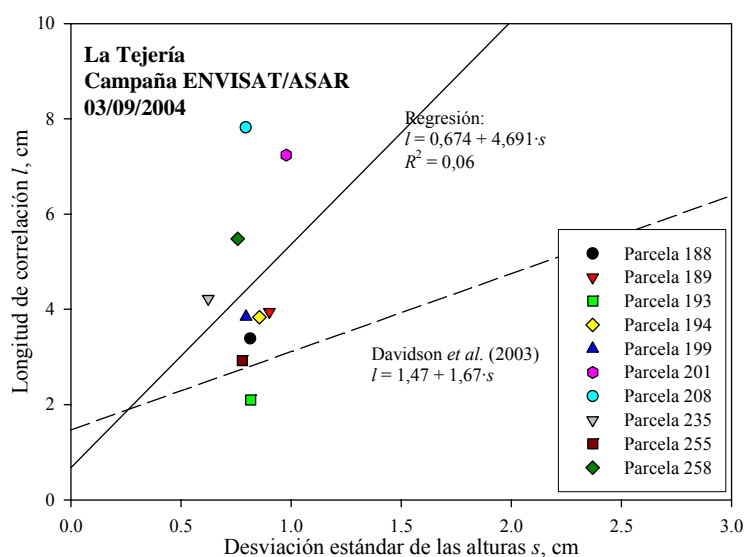


Figura 2.4.56. Relación entre los parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 03/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR. Se representa la relación lineal propuesta por Davidson *et al.* (2003) y la obtenida en este caso

Representando la relación entre s y l para cada perfil (Fig. 2.4.57), se observa una vez más que un número alto de perfiles se encuentran cerca de la línea propuesta por Davidson *et al.* (2003), aunque un número también considerable muestra valores de l más altos. En este caso también, la regresión obtenida no muestra un buen ajuste porque todos los perfiles pertenecen, en principio, a una misma clase de rugosidad.

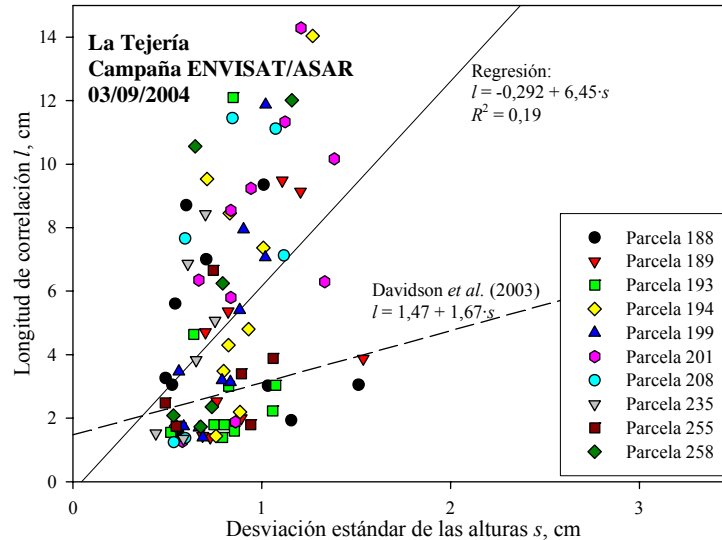


Figura 2.4.57. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad de cada perfil adquirido el día 03/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR. Se representa la relación lineal propuesta por Davidson *et al.* (2003) y la obtenida en este caso

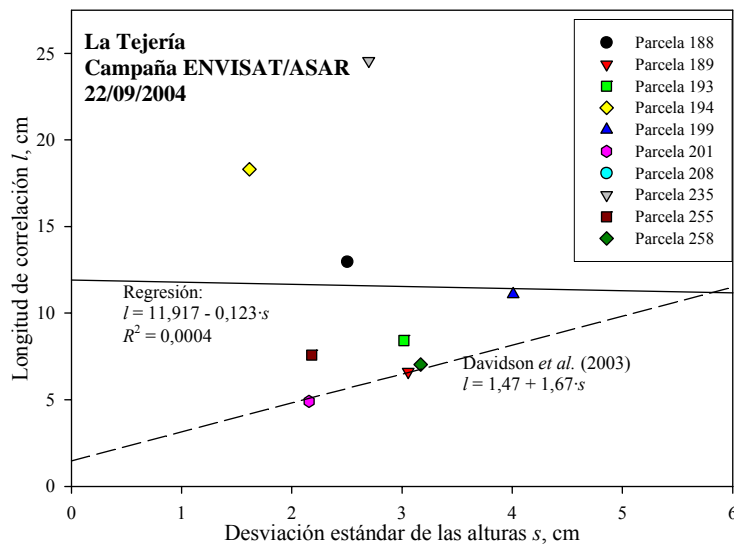


Figura 2.4.58. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 22/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR. La parcela 194 pertenece a la clase Rastrojo; 201, 235 y 255 a la clase Cultivado liso; 188, 189, 193 y 258 a la clase Cultivado rugoso y 199 y 208 a la clase Vertedera

En el caso de las mediciones de rugosidad realizadas el día 22 de septiembre, mediante el perfilómetro láser, el número de clases de rugosidad analizadas es mayor. La correlación observada es prácticamente nula (Fig. 2.4.58). Sin embargo, la mayoría de las parcelas muestran buen ajuste a la relación propuesta por Davidson *et al.* (2003)

(Fig. 2.4.58). Las parcelas que no muestran un buen ajuste son la 194 (*Rastrojo*), la 188 (*Cultivado rugoso*) y la 235 (*Cultivado liso*).

Analizando la relación entre s y l para cada perfil medido en este último caso, se observa una considerable dispersión (Fig. 2.4.59). En general el ajuste con la ecuación de Davidson *et al.* (2003) es aceptable en un gran número de casos. Los perfiles de la parcela de *Rastrojo* (188) muestran todos unos valores de l marcadamente superiores, así como los de la parcela 235 y algunos otros.

Resulta remarcable que el ajuste a la recta de Davidson *et al.* (2003) sea bueno en un gran número de perfiles, ya que, en este caso, los perfiles son de una longitud de 5 m y el estudio de Davidson *et al.* (2003) se basa en perfiles de 1 m. De confirmarse, esto indicaría que la relación entre s y l puede ser independiente de la longitud del perfilador.

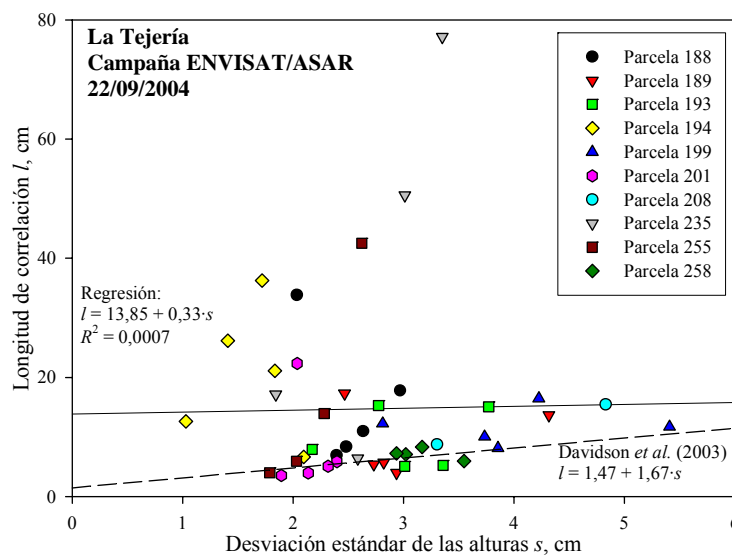


Figura 2.4.59. Relación lineal entre los parámetros de rugosidad de cada perfil tomado el día 22/09/2004 dentro de la campaña ENVISAT/ASAR. La parcela 194 pertenece a la clase *Rastrojo*; 201, 235 y 255 a la clase *Cultivado liso*; 188, 189, 193 y 258 a la clase *Cultivado rugoso* y 199 y 208 a la clase *Vertedera*

Asumiendo que la relación propuesta por Davidson *et al.* (2003) es correcta, es posible determinar el valor de l de cada superficie mediante la misma. El valor de l calculado de este modo para las diferentes clases de rugosidad de la campaña RADARSAT-1 se resume en la tabla 2.4.24.

Tabla 2.4.24. Parámetros de rugosidad medidos para cada clase de rugosidad en la campaña RADARSAT-1 y valores de l calculados según Davidson *et al.* (2003)

Clase	Parámetros medidos		Valores de l (cm) calculados
	s (cm)	l (cm)	
Leguminosas	0,474	2,436	2,228
Cereal compactado	0,889	3,621	2,892
Cereal	1,046	3,492	3,144
Vertedera	2,568	7,410	5,579
Promedio cuenca	1,002	3,466	3,075

Los resultados obtenidos tras aplicar el modelo IEM con estos valores son similares a los obtenidos a partir de los valores de l medidos en campo. En la tabla 2.4.25 se detalla el error medio cuadrático de las estimaciones de σ^0 realizadas mediante el IEM con los valores de l medidos y con los valores calculados según Davidson *et al.* (2003). Se puede observar que los errores son muy similares. La reducción más significativa se produce en la clase *Cereal compactado*, en el resto las variaciones son poco importantes. Asimismo, los resultados obtenidos al aplicar el IEM en modo inverso para estimar la humedad tampoco varían significativamente aunque se reducen ligeramente en la mayoría de los casos (Tabla 2.4.26).

Tabla 2.4.25. Error medio cuadrático $rmse$ en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson *et al.* (2003) en la campaña RADARSAT-1

Clase	$\sigma^0 rmse$ con valores de l medidos (dB)	$\sigma^0 rmse$ con valores de l calculados (dB)
Leguminosas	2,436	2,310
Cereal compactado	2,187	1,545
Cereal	0,980	0,988
Vertedera	7,535	9,050
Promedio cuenca	0,695	0,621

Tabla 2.4.26. Error medio cuadrático $rmse$ en la estimación de la humedad del suelo SM mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson *et al.* (2003) en la campaña RADARSAT-1

Clase	$SM rmse$ con valores de l medidos ($cm^3 cm^{-3}$)	$SM rmse$ con valores de l calculados ($cm^3 cm^{-3}$)
Leguminosas	0,192	0,186
Cereal compactado	0,124	0,088
Cereal	0,091	0,124
Vertedera	0,469	-
Promedio cuenca	0,062	0,043

Tabla 2.4.27. Parámetros de rugosidad medidos para cada parcela el día 03/09/2004 en la campaña ENVISAT/ASAR y valores de l calculados según Davidson *et al.* (2003)

Parcela	Parámetros medidos		Valores de l (cm) calculados
	s (cm)	l (cm)	
188	0,814	3,385	2,829
189	0,901	3,947	2,975
193	0,816	2,099	2,832
194	0,856	3,834	2,900
199	0,796	3,845	2,799
201	0,977	7,239	3,102
208	0,794	7,820	2,796
235	0,623	4,222	2,511
255	0,779	2,925	2,771
258	0,757	5,482	2,734
Promedio cuenca	1,116	4,408	3,334

Por lo tanto, los resultados obtenidos en la campaña RADARSAT-1 indican que la relación lineal propuesta por Davidson *et al.* (2003) constituye una alternativa adecuada para la estimación de la longitud de correlación en casos en los que no se cuente con mediciones de rugosidad lo suficientemente detalladas.

Se realizó el mismo análisis aplicando el IEM a las imágenes adquiridas en la campaña ENVISAT/ASAR. Los valores de l calculados para cada parcela se muestran en las tablas 2.4.27 para el día 3 de septiembre y 2.4.28 para el día 22.

Tabla 2.4.28. *Parámetros de rugosidad medidos para parcela el día 22/09/2004 en la campaña ENVISAT/ASAR y valores de l calculados según Davidson et al. (2003)*

Clase	Parámetros medidos		Valores de l (cm) calculados
	s (cm)	l (cm)	
188	2,503	12,963	5,651
189	3,055	6,607	6,571
193	3,018	8,419	6,509
194	1,617	18,303	4,171
199	4,007	11,098	8,162
201	2,157	4,901	5,072
208	5,187	14,060	10,133
235	2,698	24,570	5,976
255	2,181	7,579	5,112
258	3,168	7,033	6,761
Promedio cuenca	2,683	11,125	5,951

La aplicación del modelo IEM a la imagen del 3 de septiembre empleando los valores de l calculados produce errores mayores en la estimación de σ^0 (Tabla 2.4.29).

Tabla 2.4.29. *Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la imagen ENVISAT/ASAR del 03/09/2004. En la clase rastrojo no se tienen en cuenta las parcelas 193, 194 y 199 que presentan fenómenos de reflexión de esquina*

Clase y polarización	σ^0 rmse con valores de l medidos (dB)	σ^0 rmse con valores de l calculados (dB)
Rastrojo vv	1,819	2,636
Rastrojo hh	0,875	1,735
Promedio cuenca vv	2,796	4,051
Promedio cuenca hh	1,977	3,430

La aplicación del modo inverso del IEM para la estimación de la humedad en este caso no da lugar a resultados adecuados. A escala de cuenca la humedad se sobreestima hasta valores físicamente imposibles y ocurre lo mismo con numerosas parcelas, tanto en la polarización vv como en hh. En las parcelas que producen resultados *posibles*, 188, 189, 201, 235, 255 y 258, el error cuadrático medio es de 25% en la polarización vv y de 15% en hh.

Los resultados a los que conduce este análisis en la imagen del día 22 de septiembre se evalúan aplicando el modelo GOM que, debido a las condiciones de fuerte rugosidad en esta fecha, resulta más adecuado que el IEM (Tabla 2.4.30). Los errores obtenidos

empleando los valores de l calculados son mayores en todos los casos a excepción de las parcelas de la clase *Vertedera*. En el resto de parcelas, los errores varían entre 4,7 y 8,1 dB mientras que empleando los valores de l medidos los errores mínimo y máximo son 2,6 dB y 4,7 dB respectivamente. A escala de cuenca el empeoramiento observado es dramático.

Tabla 2.4.30. Error medio cuadrático $rmse$ en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el GOM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson *et al.* (2003) en la imagen ENVISAT/ASAR del 22/09/2004

Clase	Polarización	σ^0 $rmse$ con valores de l medidos (dB)	σ^0 $rmse$ con valores de l calculados (dB)
Cultivado liso	<i>vv</i>	2,609	5,815
	<i>hh</i>	4,711	8,108
Cultivado rugoso	<i>vv</i>	3,228	4,761
	<i>hh</i>	2,600	6,307
Vertedera	<i>vv</i>	5,108	1,381
	<i>hh</i>	3,697	2,539
Promedio cuenca	<i>vv</i>	0,511	5,107
	<i>hh</i>	1,911	6,507

En resumen, la relación lineal propuesta por Davidson *et al.* (2003) para estimar el parámetro l a partir de valores de s puede resultar adecuada en casos en los que no se cuente con mediciones lo suficientemente detalladas de rugosidad. En las condiciones de la campaña ENVISAT/ASAR los resultados obtenidos de este modo son peores que los obtenidos empleando los valores medidos de l , especialmente en el caso de la imagen del día 22 de septiembre. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los resultados obtenidos con los datos medidos en campo tampoco fueron muy satisfactorios en este caso.

2.4.7.2. Método basado en Baghdadi *et al.* (2002b; 2004)

Otra alternativa para estimar la longitud de correlación por otros métodos que no sean su medición directa es la inversión de la misma empleando el IEM. Tal inversión resulta de gran interés ya que permite comparar los valores de l óptimos invertidos con sus respectivos valores medidos y, asimismo, observar la eventual relación existente entre el parámetro s y el valor óptimo de l .

Para invertir l es necesario asumir que las mediciones de campo de humedad del suelo y s son correctas, así como el valor de σ^0 observado. Los valores óptimos de l obtenidos representan la magnitud de este parámetro y además compensan las eventuales deficiencias del modelo IEM.

La inversión se realiza, al igual que en el caso de la inversión de SM , de forma numérica mediante el algoritmo de Newton-Raphson explicado anteriormente.

En el caso de la campaña RADARSAT-1, las condiciones de la observación hacen que sea posible obtener dos soluciones válidas de l para un mismo valor de σ^0 observado. En la figura 2.4.60 se representa la sensibilidad de σ^0 a l en las diferentes clases de

rugosidad y se observa que se puede obtener un mismo valor de σ^0 a partir de dos valores diferentes de l . Es decir, la inversión numérica de l puede tener dos soluciones, que en este caso se denominan l_{cal1} y l_{cal2} .

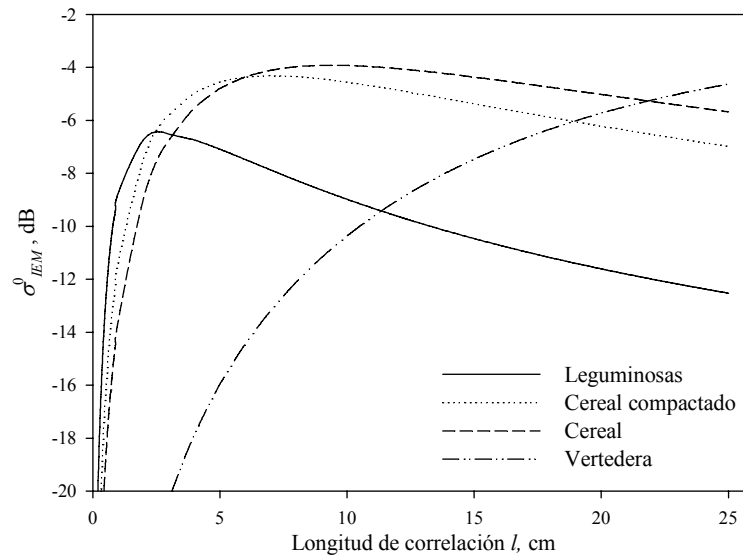


Figura 2.4.60. Sensibilidad del coeficiente de retrodispersión calculado mediante el IEM (σ^0_{IEM}) a la longitud de correlación en las diferentes clases de rugosidad observadas en La Tejería en la campaña RADARSAT-1. Se ha considerado un contenido de humedad de $0,20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, un ángulo de incidencia de 20° , frecuencia 5,3 GHz y polarización hh

Observando la figura 2.4.60 se aprecia que las curvas tienen un máximo a la izquierda del cual se hallan las soluciones l_{cal1} y a la derecha las l_{cal2} . Se aprecia también que la pendiente es mayor en la zona de ascenso de las curvas (a la izquierda del máximo) que en el descenso. Esta apreciación es importante, ya que un determinado error en la observación de σ^0 , por ejemplo de 1 dB, puede causar un error en la estimación de l_{cal1} de 1 cm y un error mucho mayor en la estimación de l_{cal2} de 5 cm. En definitiva, es de esperar que la estimación de l_{cal1} sea más fiable que la estimación de l_{cal2} .

Para estimar los valores óptimos de l correspondientes a cada clase de rugosidad, se invirtió el IEM para cada parcela y para cada una de las cinco imágenes. En la tabla 2.4.31 se detallan los valores de l_{cal1} y l_{cal2} medios obtenidos para cada clase y su desviación típica.

Tabla 2.4.31. Parámetros de rugosidad óptimos l_{cal1} y l_{cal2} , y sus respectivas desviaciones típicas, estimados para cada clase de rugosidad estudiada en la campaña RADARSAT-1

Clase	Parámetros medidos		l_{cal1} (cm)	Desviación típica de l_{cal1} (cm)	l_{cal2} (cm)	Desviación típica de l_{cal2} (cm)
	s (cm)	l (cm)				
Leguminosas	0,474	2,436	1,176	0,433	14,164	5,806
Cereal compactado	0,889	3,621	2,245	0,461	25,374	12,573
Cereal	1,046	3,492	3,430	0,778	33,229	19,288
Vertedera	2,568	7,410	18,037	5,651	210,804	55,954
Promedio cuenca	1,002	3,466	3,020	0,485	29,892	12,855

Se puede observar la diferencia en la desviación típica entre las dos soluciones obtenidas. Como ya se ha adelantado, la estimación de l_{cal2} resulta menos fiable. Asimismo, hay que destacar la baja desviación típica de las estimaciones de l_{cal1} , sobre

todo en la clase *Cereal*, ya que el dato corresponde a un total de cincuenta y cinco observaciones (5 imágenes y 11 parcelas de control). La clase *Vertedera* también da lugar a un valor de l_{cal2} , aunque es poco realista y su desviación típica enorme.

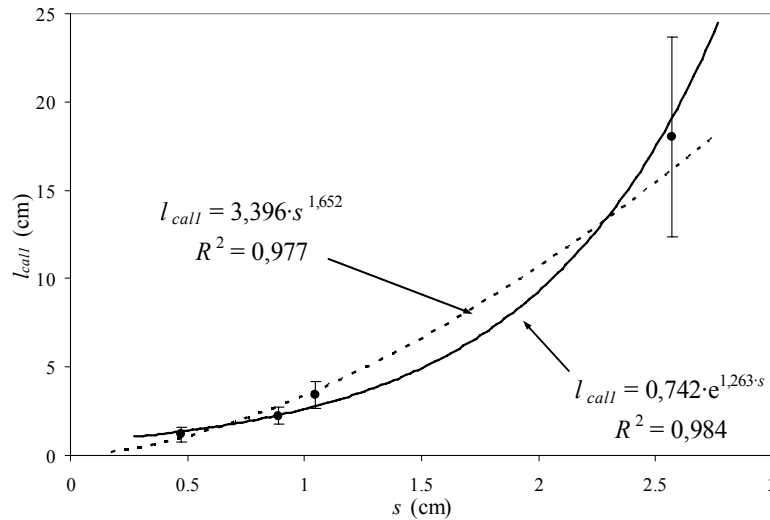


Figura 2.4.61. Relación entre el valor óptimo de l obtenido mediante la inversión del IEM l_{cal1} y su correspondiente valor de s . Los puntos representan las diferentes clases de rugosidad y en barras de error se indica la desviación típica de l_{cal1} . Se muestran las funciones exponencial y potencial ajustadas y su correlación

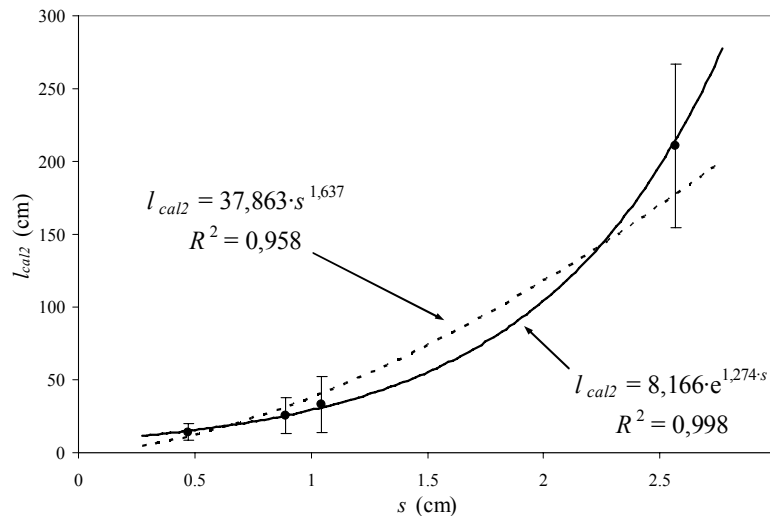


Figura 2.4.62. Relación entre el valor óptimo de l obtenido mediante la inversión del IEM l_{cal2} y su correspondiente valor de s . Los puntos representan las diferentes clases de rugosidad y en barras de error se indica la desviación típica de l_{cal2} . Se muestran las funciones exponencial y potencial ajustadas y su correlación

Analizando la relación existente entre los valores óptimos calculados y su s correspondiente, se observa que tanto en el caso de l_{cal1} (Fig. 2.4.61) como en el de l_{cal2} (Fig. 2.4.62) existe una relación clara entre los valores ajustados y s . En este estudio la relación entre ambos parámetros se aproxima mejor a una función de tipo exponencial tanto en el caso de l_{cal1} como en el de l_{cal2} . Esta función es en el caso de l_{cal1} muy similar a la obtenida por Baghdadi *et al.* (2002b) para la configuración de ERS-2: $l_{opt} = \exp(1,41 \text{ k s} - 0,95)$.

Los resultados obtenidos aplicando el IEM con los valores óptimos de l calculados l_{cal1} y l_{cal2} para cada clase se resumen en la tabla 2.4.32 en términos de σ^0 y en la 2.4.33 en cuanto a las estimaciones de humedad. Se puede apreciar que los resultados mejoran ligeramente al emplear l_{cal1} . A escala de cuenca se produce una mejoría de un 2% en el error en la estimación de la humedad. En las parcelas de la clase *Cereal* no se producen cambios relevantes y en las de *Cereal compactado* la mejoría llega a ser del 4%. Las parcelas de la clase *Leguminosas* muestran un error un 3% más alto en términos de humedad aunque su error en dBs se reduzca. Aunque pueda parecer un dato erróneo, el que el error se reduzca en la estimación de σ^0 pero aumente en la estimación de la humedad, es perfectamente posible debido a la no linealidad entre ambas variables. Además, un determinado error en σ^0 puede causar un error pequeño en condiciones secas y uno enorme en condiciones húmedas, como ya se ha comentado antes.

Las estimaciones realizadas a partir del valor l_{cal2} producen en general resultados bastante peores que en los otros casos. Esto puede ser debido a la ya comentada variabilidad de las estimaciones de l_{cal2} .

Por último, resulta remarcable la mejoría observada en los resultados de la parcela de la clase *Vertedera*. Tanto empleando un valor de l como el otro, los errores obtenidos se reducen significativamente. Además, empleando l_{cal2} el error obtenido llega a ser de un 10%, lo que puede considerarse adecuado para una superficie tan heterogénea.

Tabla 2.4.32. Error medio cuadrático rmse en la estimación del coeficiente de retrodispersión σ^0 mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la campaña RADARSAT-1

Clase	σ^0 rmse con valores de l medidos (dB)	σ^0 rmse con l_{cal1} (dB)	σ^0 rmse con l_{cal2} (dB)
Leguminosas	2,436	1,511	4,102
Cereal compactado	2,187	1,017	1,713
Cereal	0,980	0,965	2,205
Vertedera	7,535	1,830	2,309
Promedio cuenca	0,695	0,597	1,662

Tabla 2.4.33. Error medio cuadrático rmse en la estimación de la humedad del suelo SM mediante el IEM empleando los parámetros de rugosidad medidos en campo y valores de l calculados según Davidson et al. (2003) en la campaña RADARSAT-1

Clase	SM rmse con valores de l medidos ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	SM rmse con l_{cal1} ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	SM rmse con l_{cal2} ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)
Leguminosas	0,192	0,223	0,287
Cereal compactado	0,124	0,081	0,210
Cereal	0,091	0,094	0,260
Vertedera	0,469	0,160	0,104
Promedio cuenca	0,062	0,043	0,225

Puede plantearse un análisis análogo para el caso de las imágenes ENVISAT/ASAR. Sin embargo el IEM no pudo ser invertido para l en todas las parcelas de control. En la

tabla 2.4.34 se muestran los valores de l obtenidos mediante la inversión para las parcelas en las que se ha encontrado una solución.

Tabla 2.4.34. Parámetros de rugosidad óptimos l_{cal1} y l_{cal2} estimados para cada parcela de control en la campaña ENVISAT/ASAR

Fecha	Parcela	Parámetros medidos		l_{cal1} (cm)	l_{cal2} (cm)
		s (cm)	l (cm)		
03/09/2004	188	0,814	3,385	3,782	-
	189	0,901	3,947	6,098	-
	255	0,779	2,925	2,520	20,028
	258	0,757	5,482	2,348	18,994
	Cuenca	1,116	4,408	7,541	23,794
22/09/2004	188	2,503	12,963	14,995	-
	194	1,617	18,303	11,047	167,578
	201	2,157	4,901	13,028	637,253
	255	2,181	7,579	11,789	816,990
	Cuenca	2,683	11,125	19,141	-

En el caso de los valores de l_{cal1} obtenidos se observa que siguen una relación similar a la obtenida en el caso anterior (Fig. 2.4.63). En el caso de l_{cal2} los valores de l obtenidos para las parcelas más rugosas son muy altos y los coeficientes de la relación obtenida son diferentes a los de la campaña RADARSAT-1 (Fig. 2.4.64).

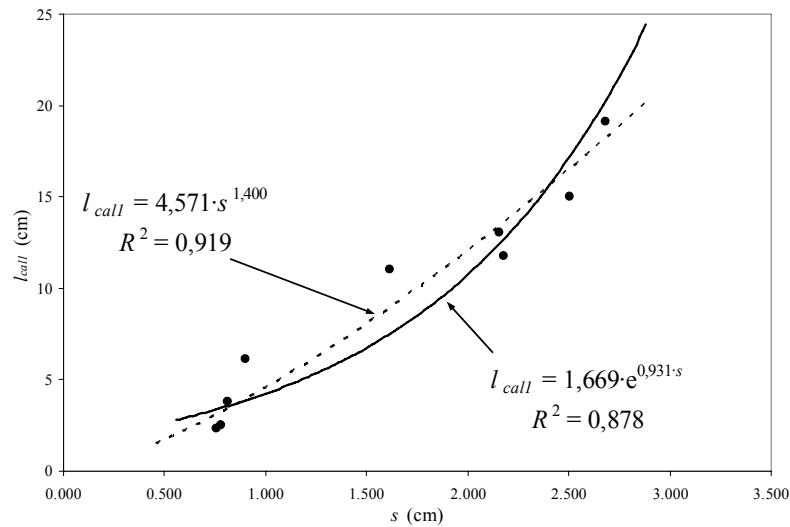


Figura 2.4.63. Relación entre el valor óptimo de l invertido mediante el IEM l_{cal1} y su correspondiente valor de s . Los puntos representan las diferentes parcelas de control de la campaña ENVISAT/ASAR

En este caso, como los valores calibrados corresponden a cada parcela, su empleo para la estimación de σ^0 o SM mediante el IEM resultaría en una coincidencia exacta en las parcelas en las que se ha podido invertir l . En lugar de esto, lo que se ha hecho ha sido estimar los valores de l óptimos mediante el canal hh de las imágenes ENVISAT/ASAR AP y utilizar estos valores de l para aplicar el IEM en el canal vv . Los resultados obtenidos se han evaluado en términos del error medio cuadrático de σ^0 y SM para cada parcela.

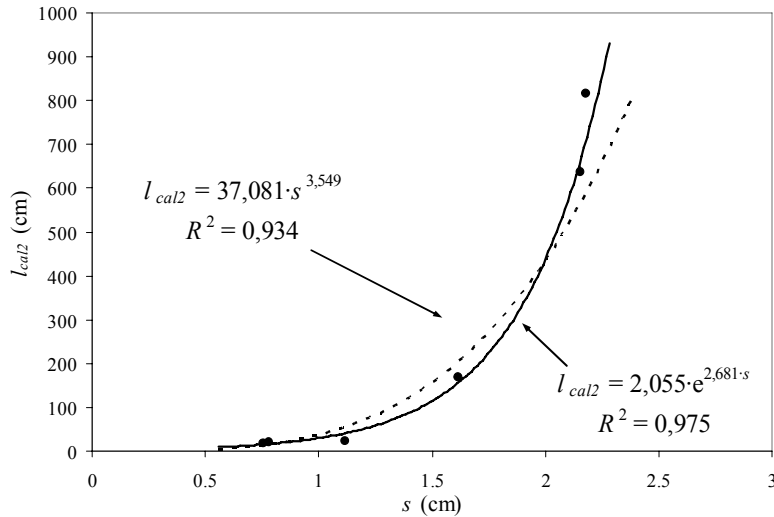


Figura 2.4.64. Relación entre el valor óptimo de l invertido mediante el IEM l_{cal2} y su correspondiente valor de s . Los puntos representan las diferentes parcelas de control de la campaña ENVISAT/ASAR

Se puede observar que los errores obtenidos en este análisis varían significativamente entre las diferentes parcelas (Tabla 2.4.35). En general, se aprecia un mayor error en las estimaciones realizadas con l_{cal2} que en las realizadas con l_{cal1} . A escala de cuenca los errores rondan el 10% para las dos fechas y a escala de parcela oscilan entre un 4% y un 42%.

Tabla 2.4.35. Error medio cuadrático $rmse$ en la estimación de σ^0 y SM mediante el IEM y el canal vv de ENVISAT/ASAR AP empleando los parámetros de rugosidad calibrados con el canal hh

Fecha	Parcela	σ^0 $rmse$ (dB)		SM $rmse$ (cm ³ cm ⁻³)	
		l_{cal1}	l_{cal2}	l_{cal1}	l_{cal2}
03/09/2004	188	0,407	-	0,029	-
	189	1,788	-	0,076	-
	255	1,759	2,529	0,279	0,424
	258	0,609	1,402	0,058	0,146
	Cuenca	1,112	1,401	0,083	0,108
22/09/2004	188	3,387	-	0,161	-
	194	1,716	1,814	0,214	0,232
	201	0,784	0,644	0,039	0,033
	255	2,609	2,473	0,180	0,171
	Cuenca	1,676	-	0,104	-

En resumen, los resultados obtenidos en este análisis demuestran la posibilidad de mejorar las estimaciones de humedad realizadas mediante el IEM calibrando el parámetro l . Resulta especialmente interesante la relación existente entre el valor óptimo de l y su correspondiente s . En un futuro se debería tratar de generalizar esta relación y ver la influencia que los parámetros de la adquisición de la imagen tienen en la misma.

2.5. CONCLUSIONES

Las conclusiones que se pueden extraer de este capítulo son múltiples. En esta sección se estructuran para presentarlas de forma más coherente. En primer lugar, se mencionan una serie de conclusiones de tipo preliminar, basadas en los análisis realizados en la sección 2.1 de antecedentes. A continuación se plasman las conclusiones que se extraen de los objetivos planteados inicialmente, es decir, la cuestión de la escala espacial, la corrección de la influencia de una capa vegetal somera y la aplicación de los modelos de retrodispersión considerados más interesantes. Posteriormente, se resumen las principales conclusiones extraídas de la aplicación de la metodología de Pauwels *et al.* (2002); y de la estimación del parámetro de rugosidad longitud de correlación l por otros métodos.

– Conclusiones preliminares

La estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar no es sencilla. En suelos desnudos, o con vegetación poco desarrollada, el coeficiente de retrodispersión σ^0 depende, además de la propia humedad superficial del suelo, de su rugosidad, del relieve y de la configuración de las imágenes empleadas. Por lo tanto, **es complicado establecer relaciones simples entre el coeficiente de retrodispersión observado sobre una zona y su humedad superficial.**

El coeficiente de retrodispersión es muy sensible al ángulo de incidencia. Por consiguiente, en zonas con cierto relieve, es necesario tener este relieve en cuenta para calcular el **ángulo de incidencia local** y poder así aislar su influencia. Asimismo, la influencia de los parámetros de rugosidad s y l (especialmente el primero) en σ^0 es también importante. Por lo tanto, **para estimar la humedad del suelo a partir de imágenes radar de configuración simple, es necesario medir o estimar los parámetros de rugosidad.**

El uso de regresiones lineales como herramienta de estimación de la humedad a partir de σ^0 , queda en principio limitado a condiciones homogéneas de rugosidad y ángulo de incidencia. En el caso de la campaña RADARSAT-1 desarrollada en esta tesis, se han observado regresiones lineales con grados de correlación aceptables. Sin embargo, **su validez queda únicamente restringida a las condiciones para las que se han ajustado.**

Por lo tanto, la inversión de los modelos de retrodispersión parece constituir la alternativa más sólida para una estimación de la humedad en condiciones de rugosidad y ángulo de incidencia variable.

Entre los distintos modelos de retrodispersión que existen, los más adecuados son el IEM y los modelos de Oh (Oh *et al.*, 1992; Oh, 2004). **El IEM es el modelo que representa con mayor rigor el fenómeno de la retrodispersión** y su rango de aplicabilidad es más amplio que el de los modelos teóricos clásicos POM, GOM y SPM.

Entre los modelos empíricos y semi-empíricos, el modelo de Dubois *et al.* (1995) no representa de forma adecuada la relación entre la constante dieléctrica y el coeficiente de retrodispersión. El modelo propuesto por Chen *et al.* (1995) tiene un rango de aplicabilidad reducido y los análisis realizados en esta tesis muestran un comportamiento un tanto aberrante del mismo. Por otro lado, el modelo de Shi *et al.* (1997) resulta interesante, aunque en condiciones muy rugosas y con ángulos de incidencia altos parece no funcionar adecuadamente.

Los modelos propuestos por Oh *et al.* (Oh *et al.*, 1992; 1994; 2002; Oh, 2004) constituyen una alternativa interesante, especialmente **los propuestos en Oh *et al.* (1992) y Oh (2004), dado que requieren de un único parámetro de rugosidad.** Este hecho simplifica considerablemente la inversión del modelo y consecuente estimación de la humedad superficial del suelo a partir de observaciones radar. Estos modelos son, junto con el modelo teórico IEM, las alternativas más recomendables para abordar la estimación de la humedad por medio de imágenes radar.

– Efecto de la escala de estimación de la humedad

Los sensores radar proporcionan una buena resolución espacial. Por lo tanto, en principio son más indicados para aplicaciones a escalas detalladas que otras alternativas como los radiómetros microondas. Con todo, la extracción de información sobre la humedad superficial del suelo a escala de píxel resulta difícil. A esta escala, el moteado impide la extracción de información con una cierta fiabilidad. Por otro lado, las distorsiones geométricas habituales en estas imágenes y lo difícil que resulta su georreferenciación reducen su aplicabilidad a escalas muy detalladas. Sin embargo, la principal limitación reside en la gran variabilidad espacial de la rugosidad superficial, que, a esta escala, haría necesaria la medición de sus parámetros en cada píxel.

A medida que aumenta el grado de agregación, la influencia de la variabilidad de la rugosidad se reduce. A escala de parcela, escala de gran interés en zonas agrícolas, los resultados son más acertados. Por último, **a escala de cuenca, es posible realizar estimaciones con un grado de fiabilidad adecuado.**

El tema de la escala es, por tanto, un aspecto a tener en cuenta al abordar la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar. Cuanto mayor sea la zona de estudio menor será la influencia que la variabilidad espacial de la rugosidad ejerce y, por consiguiente, la probabilidad de estimar la humedad de forma adecuada aumentará.

– Corrección de la influencia de una capa de vegetación somera

Si la estimación de la humedad superficial en suelos desnudos resulta, ya de por sí, complicada, en zonas con vegetación lo es aún más. En esta tesis únicamente se ha abordado la corrección de la influencia que una cubierta de cereal poco desarrollada ejerce en la estimación de la humedad. Para ello, el modelo *Water Cloud* WCM ha resultado ser una herramienta valiosa.

En cubiertas vegetales similares a la de los cultivos de cereal, es posible asumir que la principal influencia que éstas ejercen en la retrodispersión es la atenuación de la respuesta del suelo. Esta atenuación es mayor cuanto mayor sea el contenido de humedad de la cubierta por unidad de superficie, magnitud íntimamente ligada a su biomasa y estado de desarrollo general. **En estas condiciones, la aplicación del WCM resulta sencilla y los resultados que proporciona son adecuados.**

En esta tesis, la estimación del contenido de humedad de la cubierta en cada parcela se ha realizado a partir de mediciones de referencia y de una imagen óptica. En un futuro se investigará la posibilidad de corregir esta influencia mediante índices de vegetación calculados a partir de imágenes ópticas multitemporales.

La naturaleza semiempírica del WCM hace que sea necesario contar con estimaciones de la humedad de la cubierta, así como con mediciones de humedad superficial del suelo, para poder obtener los valores de las constantes empíricas. No obstante, **el valor de la constante B , la única realmente necesaria para corregir la atenuación, depende únicamente del tipo de vegetación y el valor obtenido en este estudio es muy similar a los observados en la literatura.** En futuros estudios se evaluará la consistencia del valor de B aquí obtenido.

– **Aplicación e inversión de los modelos de retrodispersión**

La inversión de los modelos de retrodispersión constituye la alternativa más sólida para la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar. A pesar de que la matemática de algunos de estos modelos pueda ser complicada, su inversión se puede abordar mediante procedimientos numéricos, como el aquí empleado, sin grandes problemas y sin que el coste computacional sea excesivamente alto.

El IEM es, en principio, el modelo más adecuado de los aplicados en esta tesis doctoral. La solidez de su base teórica hace que sea una alternativa preferible frente a otros modelos. **Su principal limitación reside en la correcta caracterización de los parámetros de rugosidad que requiere y, en concreto, de la longitud de correlación.** La ya mencionada variabilidad espacial de estos parámetros se une a la **gran sensibilidad** que el modelo muestra hacia los mismos, especialmente a la desviación estándar de las alturas, lo que dificulta su estimación. Este tema se trata en mayor profundidad en el tercer capítulo.

En esta tesis se ha empleado la aproximación de primer orden del modelo, **cuyo rango de aplicabilidad cubre la mayoría de las condiciones de rugosidad que se suelen producir en superficies agrícolas.** En el caso de superficies excepcionalmente rugosas, como por ejemplo las labradas con labores profundas, puede ser necesaria la aplicación de modelos como el GOM, más indicados para superficies muy rugosas o emplear la solución completa del IEM, aunque en este caso la complejidad del modelo se incrementa considerablemente.

Los resultados obtenidos tras aplicar el IEM a las imágenes de la campaña RADARSAT-1 son acertados, **especialmente a escala de cuenca, con un error en la estimación en torno al 6%.** A escala de parcela los errores se incrementan debido a la variabilidad de los parámetros de rugosidad.

Por otro lado, los resultados obtenidos tras aplicar el IEM a la campaña ENVISAT/ASAR no permiten extraer conclusiones interesantes. El limitado número de imágenes y las condiciones de fuerte rugosidad en las que éstas se adquirieron, hacen que el análisis quede incompleto.

El modelo de Oh *et al.* (1992), al requerir un único parámetro de rugosidad que es, además, el más fácil de medir, constituye una alternativa interesante. Sin embargo, **el funcionamiento del modelo en observaciones adquiridas con ángulos de incidencia bajos no es adecuado**. El modelo no incluye la componente coherente de la retrodispersión, que es especialmente importante en estas condiciones y en superficies poco rugosas. Por consiguiente, los resultados obtenidos en estas condiciones no son acertados. En superficies más rugosas los resultados son más adecuados. Por otro lado, con ángulos de incidencia mayores su comportamiento es muy similar al del IEM. Sin embargo, **teniendo en cuenta que el ángulo de incidencia recomendado para el estudio de la humedad es cercano a los 20°, la aplicabilidad del modelo de Oh *et al.* (1992) a la estimación de la humedad superficial del suelo en superficies de rugosidad baja o moderada es limitada**.

El modelo posterior de Oh (2004) proporciona unos resultados más adecuados. El error obtenido en la estimación de la humedad a escala de cuenca es cercano al 7%, lo que constituye un resultado excepcional, especialmente teniendo en cuenta que el modelo requiere únicamente un parámetro de rugosidad. No obstante, el funcionamiento del modelo a escala de parcela, en superficies poco rugosas o muy rugosas no es el adecuado.

Una limitación común a todos los modelos de retrodispersión aplicados nace de la **reducida sensibilidad del coeficiente de retrodispersión a la constante dieléctrica en condiciones de humedad alta**. Este hecho es la causa de que un determinado error en la aplicación directa del modelo (estimación de σ^0) se traduzca, al invertir el modelo, en un error relativamente bajo en la estimación de la humedad en condiciones secas y en un error inaceptable en condiciones húmedas. En el caso del presente estudio, esta limitación es la causa de que se produzcan fuertes sobreestimaciones de la humedad en determinadas condiciones, incluso superiores a lo físicamente posible. Una alternativa práctica en estos casos, puede ser el limitar el valor máximo de las estimaciones a la humedad en saturación del suelo estudiado.

– Adaptación del método de Pauwels *et al.* (2002)

El método propuesto por Pauwels *et al.* (2002) combina dos modelos de retrodispersión, IEM y Oh *et al.* (1992), para lograr la estimación simultánea de los parámetros de rugosidad y la humedad superficial del suelo a partir de dos imágenes adquiridas en condiciones de rugosidad homogénea. **Este método proporciona grandes potencialidades, aunque, desafortunadamente, su aplicabilidad no es generalizable**.

Los análisis llevados a cabo en este capítulo ponen de manifiesto que **las características de las superficies observadas, en concreto su humedad y rugosidad superficial, así como el ángulo de incidencia de las observaciones, influyen sobremanera en los resultados que proporciona el método**. En concreto, a ángulos

de incidencia bajos el método no proporciona resultados realistas. El estudio elaborado con datos sintéticos indica que con ángulos de incidencia cercanos a 40° los resultados son aceptables, pero por debajo de este valor no. En cuanto a la rugosidad superficial, los mejores resultados se obtienen con rugosidades medias. Por otro lado, el contenido de humedad de las superficies estudiadas influye en los valores de los parámetros de rugosidad estimados, haciendo que estos sean más altos cuanto mayor es la humedad. Con todo, **el método puede proporcionar resultados fiables en condiciones de rugosidad y humedad media y con ángulos de incidencia en torno a 40° .**

El método se puede adaptar también a las observaciones en polarización alterna *hh/vv* que proporciona ENVISAT/ASAR. Sin embargo, lo ya mencionado se aplica también a este caso, con lo que el método es útil solamente en unas condiciones determinadas.

La incorporación del modelo de Oh (2004) a este método en sustitución del modelo anterior de Oh *et al.* (1992), podría mejorar su funcionamiento en observaciones con ángulo de incidencia menor. No obstante, **los resultados obtenidos no muestran una mejoría clara.**

En resumen, el método de Pauwels *et al.* (2002) puede constituir una herramienta útil aunque las condiciones en las que es aplicable son bastante reducidas. De todos modos, hay que destacar que el fundamento del método tiene grandes potencialidades y es posible adaptar esquemas similares a observaciones en polarizaciones o frecuencias múltiples.

– Otros métodos de estimación de la longitud de correlación

El parámetro de rugosidad longitud de correlación l es un parámetro difícil de medir adecuadamente y tiene una gran variabilidad espacial. Los errores o imprecisiones derivados de su caracterización pueden reducir la fiabilidad de las estimaciones de humedad dramáticamente. Por lo tanto, en esta tesis se han aplicado dos métodos propuestos recientemente para estimar la longitud de correlación.

La ecuación propuesta por Davidson *et al.* (2003) para calcular l a partir del parámetro s puede ser de gran utilidad para obtener una estimación aproximada de l en casos en los que éste no se haya medido adecuadamente. **Las mediciones de rugosidad descritas en este capítulo muestran un ajuste razonable a esta ecuación lineal.** Su ajuste empeora en superficies poco rugosas que han sido artificialmente compactadas o en las que la meteorología ha causado una reducción de la rugosidad, lo cual resulta lógico.

En las superficies agrícolas la rugosidad superficial es consecuencia de los terrones o agregados. Normalmente, si los agregados son grandes en su dimensión vertical (valores de s altos) también lo son en su dimensión horizontal (valores de l altos). Como excepción a esta regla general están los suelos compactados tanto artificialmente como por la acción de la precipitación. En éstos los valores de s suelen ser bajos y los de l altos.

Por último, la obtención del parámetro l mediante la inversión del modelo IEM (Baghdadi *et al.*, 2002; 2004) muestra otro enfoque del problema. En este caso se considera que el valor de l invertido, o calibrado, no tiene por qué responder al valor

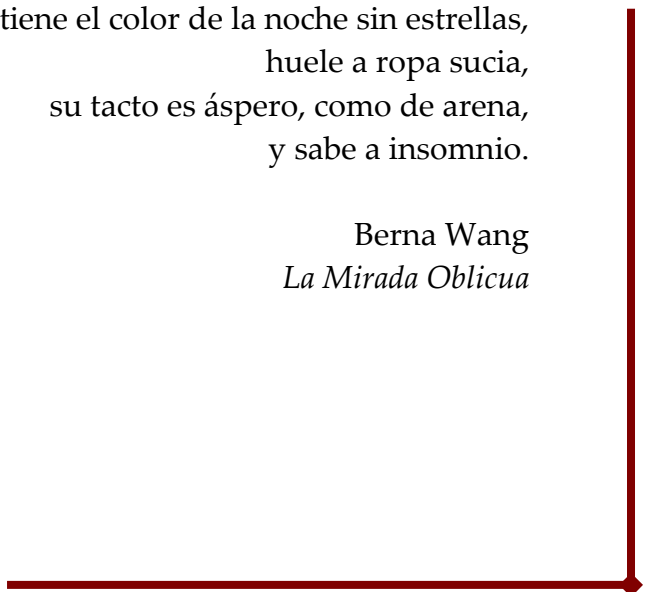
real de la longitud de correlación de la superficie sino que, además, representa o corrige limitaciones propias del modelo empleado. **Este valor de l calibrado muestra una relación de tipo exponencial o potencial con el parámetro s , relación que varía a su vez con el ángulo de incidencia de las observaciones.** Esta metodología resulta francamente interesante, aunque aún queda por determinar cómo influye el ángulo de incidencia en la relación entre l y s , y si esa relación es generalizable o no.

Capítulo 3.

ESTUDIO DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL DEL SUELO EN TERRENOS CULTIVADOS

Como por ejemplo la palabra “problema”:
suen a corazón que galopa,
tiene el color de la noche sin estrellas,
huele a ropa sucia,
su tacto es áspero, como de arena,
y sabe a insomnio.

Berna Wang
La Mirada Oblicua



3.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

3.1.1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo 2 se ha puesto de manifiesto la gran influencia que la rugosidad superficial ejerce en la estimación de la humedad del suelo mediante teledetección radar. La rugosidad superficial del suelo es una variable que se ha estudiado de forma más o menos intensa desde mediados del siglo pasado. Sin embargo, en la actualidad hay diversos aspectos relacionados con la misma que no están completamente claros. En este capítulo se presenta una revisión sobre la importancia que la rugosidad superficial tiene en diversos ámbitos y se describen los procedimientos más habituales para caracterizarla. Asimismo, se describe en profundidad un instrumento para la medición de la rugosidad diseñado en la Universidad Pública de Navarra en el marco de esta tesis doctoral (ya presentado en el capítulo anterior). De forma adicional, se analizan una serie de mediciones adquiridas mediante dicho instrumento en la cuenca experimental de La Tejería. Las mediciones adquiridas se emplearán para estudiar diversos aspectos de interés en la caracterización de la rugosidad, tales como la magnitud y variabilidad de los diferentes parámetros de rugosidad, la influencia de las técnicas de laboreo en estos parámetros, su variabilidad espacial, la influencia que las características del perfilómetro empleado tienen en los parámetros medidos y, por último, la evolución temporal de la rugosidad.

3.1.2. RUGOSIDAD SUPERFICIAL DEL SUELO. DEFINICIÓN E IMPORTANCIA

La rugosidad superficial o microrrelieve del suelo se define como la variación de la elevación de la superficie del suelo. Tomada literalmente, esta definición podría ser válida para definir el propio relieve del terreno. Sin embargo, inherente a ella hay una noción de escala que no siempre se suele mencionar explícitamente. Algunos autores indican que genéricamente la rugosidad es la expresión topográfica de la superficie a escalas inferiores a la resolución de los modelos digitales de elevación habituales (Govers *et al.*, 2000; Mushkin y Gillespie, 2005). Otros realizan definiciones bastante ambiguas como, por ejemplo Casenave y Valentin (1989), que definen la rugosidad como las *ligeras* irregularidades del terreno, tanto naturales como causadas por las técnicas culturales, que pueden reducir la escorrentía y favorecer la retención superficial de la precipitación. Por otro lado, Zobeck y Popham (1998), citando al *Soil Survey Staff* (1993), indican que la rugosidad se define como las diferencias en la elevación de las superficies medidas sobre distancias del orden de metros, mientras que Pardini (2003) establece como rugosidad el relieve y las depresiones de la superficie cuya magnitud oscila entre pocos milímetros y decenas de centímetros. De forma similar, Vidal Vázquez y Paz Gonzalez (2003) definen la rugosidad como la microtopografía del suelo desde la escala milimétrica hasta la métrica.

En definitiva, la rugosidad superficial es una propiedad del suelo intrínsecamente dependiente de la escala y, por lo tanto, su escala de medida depende del tipo de procesos que se estén estudiando en una determinada aplicación y de la escala espacial relevante para ese tipo de procesos (Mushkin y Gillespie, 2005). Más adelante se tratará en detalle este aspecto cuando se analice la escala necesaria para medir la rugosidad en aplicaciones de teledetección radar.



Figura 3.1.1. Fotografía adquirida sobre la cuenca de La Tejería el 13/11/2002 mostrando las componentes orientada y aleatoria de la rugosidad sobre superficies agrícolas

La mayoría de investigadores que han estudiado la rugosidad en superficies cultivadas han diferenciado una componente denominada rugosidad orientada o inducida y otra componente denominada rugosidad aleatoria (Allmaras *et al.*, 1966). La rugosidad

orientada representa las variaciones sistemáticas de la elevación del suelo producidas por los aperos de labranza. Mientras que la componente aleatoria se corresponde a las variaciones en la elevación de la superficie del suelo causadas por terrones y agregados que no responden a un patrón regular. Esta última es la que se ha estudiado de forma más intensa y es también la componente objeto de estudio en este capítulo. En adelante, por comodidad, se empleará el término rugosidad superficial para referirse a la componente aleatoria salvo que se especifique lo contrario.

La rugosidad superficial es una variable que interviene en numerosos procesos y que ha sido estudiada por investigadores de diversos ámbitos. El aspecto más importante de la rugosidad, en lo que atañe a esta tesis doctoral, es su relación con la retrodispersión de la radiación medida por los sensores radar. Ulaby *et al.* (1986) también consideraban adecuada la diferenciación entre la rugosidad orientada y la aleatoria, e indicaban que esta última es la componente directamente relacionada con la retrodispersión.

Los modelos y parámetros propuestos para caracterizar la rugosidad orientada son diversos (Ulaby *et al.*, 1982b; Rakotoarivony *et al.*, 1996). No obstante, no entraremos en su descripción y caracterización porque se ha observado que la influencia de la componente orientada en la retrodispersión es mínima en observaciones adquiridas en la banda C y con ángulos de incidencia pequeños y en condiciones de rugosidad media (Rakotoarivony *et al.*, 1996; Zribi *et al.*, 1997; Baghdadi *et al.*, 2002a). En superficies muy rugosas observadas con ángulos de incidencia mayores esta componente puede resultar significativa (Beaudoin *et al.*, 1990; Sano *et al.*, 1998), sin embargo esta configuración no es adecuada para el estudio de la humedad, por lo que en la mayoría de aplicaciones no se incluye la componente orientada en la descripción de la rugosidad.

En cuanto a la rugosidad aleatoria, en el capítulo anterior se han presentado los conceptos fundamentales, criterios de rugosidad y los parámetros empleados comúnmente para caracterizarla, así como un análisis de su influencia en el coeficiente de retrodispersión. Por lo tanto, tal información no se incluirá en este tercer capítulo.

Pero la rugosidad no sólo influye en la dispersión de la radiación microondas sino que también interviene en numerosas propiedades y procesos de los suelos. Al modificar la superficie de contacto entre el suelo y la atmósfera, determina los intercambios de energía, aire y agua que se producen entre ambos (Allmaras *et al.*, 1966). En consecuencia, influye en procesos como la evaporación de la humedad del suelo, la infiltración de la precipitación o la reflexión de la radiación solar en la superficie (albedo) (Matthias *et al.*, 2000). La rugosidad está además directamente relacionada con otros fenómenos, como el crecimiento de las plantas y el desarrollo de los cultivos, la erosión hídrica del suelo (Allmaras *et al.*, 1966) o la erosión eólica (Potter *et al.*, 1990; Zobeck y Popham, 1998).

La relación existente entre la rugosidad y varios procesos hidrológicos y de erosión hídrica ha sido la que ha atraído un mayor interés por parte de la comunidad investigadora (Govers *et al.*, 2000; Kirkby, 2001). La rugosidad superficial influye en procesos como la retención superficial de la precipitación y su almacenamiento en micro-depresiones del terreno (Onstad, 1984; Kamphorst y Duval, 2001), la capacidad de infiltración del suelo (Burwell y Larson, 1969), la velocidad del flujo superficial (Johnson *et al.*, 1979; Lawrence, 1997; Takken y Govers, 2000) o la organización y creación de patrones de drenaje (Helming *et al.*, 1998; Gomez *et al.*, 2003).

La retención superficial de la precipitación es sin duda el proceso que más intensamente se ha estudiado. Fruto de estos estudios son las expresiones propuestas inicialmente por Onstad (1984) y adaptadas posteriormente por Kamphorst *et al.* (2000) que predicen el volumen de retención máximo de un suelo MDS (*Maximum Depression Storage*) en función de la rugosidad y de la pendiente del terreno y han sido incorporadas a modelos como LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) y EUROSEM (*European Soil Erosion Model*).

La influencia de la rugosidad en la infiltración no ha sido tan estudiada, aunque se han observado evidencias de que los suelos rugosos suelen tener una mayor porosidad y conductividad hidráulica. Además, estos suelos son menos susceptibles a presentar encostramientos con lo que tienen en general una mayor capacidad de infiltración que los suelos poco rugosos (Burwell y Larson, 1969).

Por otro lado, las ecuaciones utilizadas más habitualmente para predecir la velocidad del flujo superficial en laderas (ecuaciones de Manning, de Darcy-Weisbach y de Chezy) emplean factores de fricción obtenidos empíricamente y tabulados (Engman, 1986). Estos factores, a posteriori, han sido relacionados y comparados con parámetros de rugosidad superficial (Gilley y Finkner, 1991). Lógicamente, en suelos lisos, en los que la escorrentía superficial fluye a una mayor velocidad, la capacidad de arranque y transporte de partículas del flujo aumenta causando una mayor erosión (Johnson *et al.*, 1979).

Aparte de esto, la rugosidad determina la organización de la escorrentía superficial y los patrones de flujo concentrado que se forman en respuesta a la precipitación (Helming *et al.*, 1998), lo cual está estrechamente relacionado con la ocurrencia de fenómenos de erosión como surcos o cárcavas efímeras.

En definitiva, la rugosidad superficial interviene en numerosos procesos y ha sido estudiada por investigadores de diversos ámbitos. Cualquiera de las referencias citadas en esta breve introducción puede servir para completar las nociones mencionadas. No se procede al desarrollo de las mismas en mayor profundidad ya que no se considera de inminente interés de cara a esta tesis doctoral.

A continuación, se desarrollan otros aspectos de la rugosidad superficial de tipo más aplicado, tales como su representación y medición.

3.1.3. REPRESENTACIÓN DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL

Bajo este epígrafe se presentan los procedimientos empleados habitualmente para describir la rugosidad superficial, así como sus parámetros asociados. En general, todos estos procedimientos representan la rugosidad bien como un fenómeno aleatorio de tipo estacionario o bien como un fenómeno multi-escala o de tipo fractal. En las siguientes líneas se describen ambas representaciones con los parámetros que incorporan, así como otro tipo parámetros menos habituales.

3.1.3.1. Representación clásica

La rugosidad superficial se ha representado tradicionalmente como un proceso gaussiano aleatorio y estacionario con una media igual a cero (Sayles y Thomas, 1978). Esta descripción implica que las variaciones en la elevación siguen un proceso normal respecto a un plano de referencia. El parámetro empleado para medir la magnitud vertical de la rugosidad en esta representación es la desviación estándar de las alturas de la superficie respecto al plano de referencia, denominada s , *rms height* o *RR*.

La notación *RR* o *RRI* es el acrónimo de *Random Roughness Index*, índice de rugosidad propuesto por Burwell (1963) cuyo significado original no es exactamente el de s . Según lo indicado por Allmaras *et al.* (1966) para el cálculo de *RR* a partir de perfiles bidimensionales del terreno, en primer lugar hay que transformar las alturas de la superficie a su logaritmo natural, posteriormente se elimina la contribución de la pendiente del terreno y de la rugosidad orientada, por último se eliminan los valores correspondientes al 10% de los extremos superior e inferior y se calcula la desviación estándar. Allmaras *et al.* (1966) argumentaban que la transformación a logaritmos naturales era necesaria para que las alturas del perfil siguieran una distribución normal. Sin embargo, Currence y Lovely (1970) demostraron que esta transformación no era necesaria.

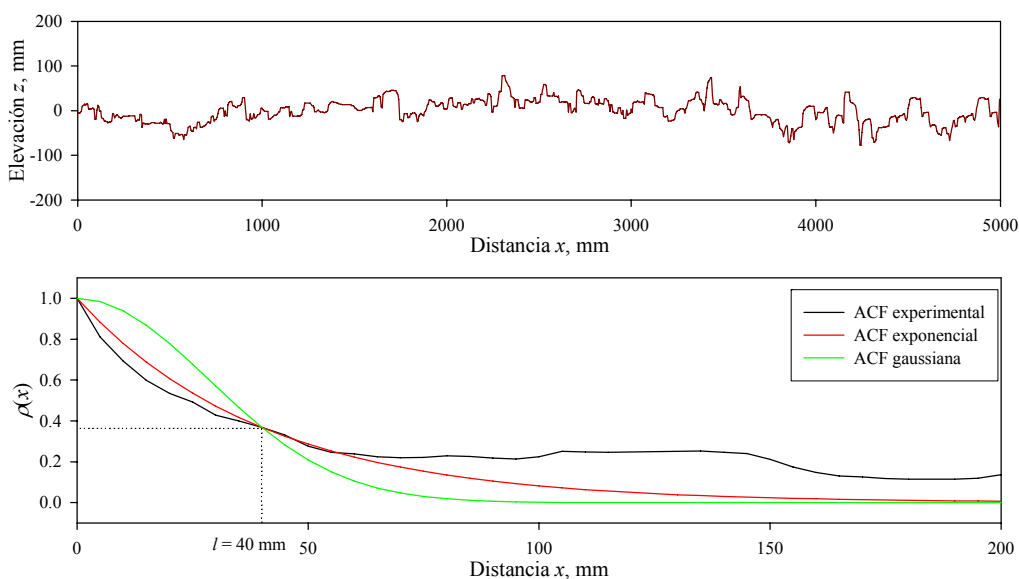


Figura 3.1.2. Perfil de rugosidad adquirido en La Tejería el 22/09/2004 y su correspondiente función de autocorrelación. Se representa la longitud de correlación l y las funciones exponencial y gaussiana

Hoy en día, la forma más habitual de medir s es calculando la desviación estándar de un perfil de la superficie una vez que se ha eliminado la contribución de la pendiente del terreno y de la rugosidad orientada.

El parámetro s únicamente representa la dimensión vertical de la rugosidad. Para numerosas aplicaciones este parámetro se ha considerado suficiente. Sin embargo, para otras, y en concreto la teledetección radar, es necesario incorporar otro parámetro que describa la dimensión horizontal de la rugosidad. La dimensión horizontal de la rugosidad pretende representar la magnitud de las variaciones en la elevación de puntos próximos de la superficie del suelo, es decir, si ésta cambia de forma gradual o si, por el contrario, lo hace bruscamente. La forma clásica de medir esta componente horizontal ha sido mediante la función de autocorrelación de la superficie (ACF) $\rho(x)$ y su longitud de correlación l (Fig. 3.1.2). La ACF representa la similitud entre la altura de un punto y la de otro situado a una cierta distancia. Por otro lado, el parámetro l representa arbitrariamente la distancia necesaria para que dos puntos de la superficie no estén correlacionados entre sí.

Las funciones de autocorrelación de los perfiles adquiridos sobre superficies naturales se han ajustado a funciones de tipo gaussiano o exponenciales (Eq. 2.1.21) (Fig. 3.1.2 y 3.1.3). Para unos mismos valores de s y l una superficie exponencial tiene una apariencia más rugosa que una gaussiana (Fig. 3.1.3).

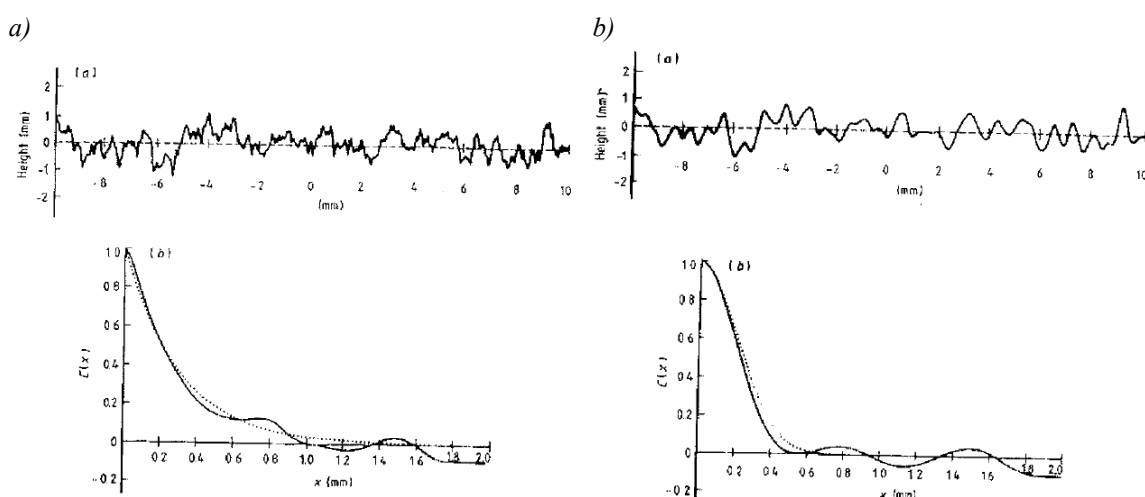


Figura 3.1.3. Perfil de rugosidad exponencial (a) y gaussiano (b) y sus correspondientes funciones de autocorrelación generados numéricamente para un mismo valor de s y l (Fuente: Ogilvy y Foster, 1989)

El ajuste a estas funciones es importante de cara a la descripción de la retrodispersión en la superficie. Generalmente, en superficies agrícolas se ha observado un mejor ajuste a funciones de tipo exponencial que a gaussianas (Wegmüller *et al.*, 1994). No obstante, en la mayoría de los casos este ajuste no es perfecto y la simplificación que supone el asumir una ACF exponencial puede conllevar a errores importantes en el cálculo del coeficiente de retrodispersión (Zribi y Dechambre, 2002).

La descripción de la rugosidad como un fenómeno aleatorio y estacionario tiene varias ventajas, siendo la principal la sencillez de cálculo de los parámetros y su conveniencia de cara a la incorporación en modelos de retrodispersión (Mattia *et al.*, 2001).

Sin embargo, esta descripción asume la rugosidad como un proceso estacionario, lo que implica que existe una escala espacial fundamental, representada por l , que caracteriza la magnitud horizontal de la rugosidad. Esto, aparentemente, resultaba adecuado para mediciones realizadas con perfilómetros de 1 a 3 m. No obstante, el desarrollo de perfilómetros más largos, de hasta 25 m (Davidson *et al.*, 2000), puso de manifiesto la existencia de procesos de auto-afinidad o procesos multi-escala que no quedaban adecuadamente reflejados mediante la descripción clásica de rugosidad.

3.1.3.2. Representación fractal

La descripción clásica de la rugosidad como fenómeno estacionario asume que ésta se describe adecuadamente mediante los parámetros s , l y la forma de la función de autocorrelación. Sin embargo, numerosos autores han puesto de manifiesto la gran variabilidad de los parámetros, especialmente de l , y la reducida capacidad de este último para diferenciar distintas clases de rugosidad (Borgeaud *et al.*, 1995). Varios estudios teóricos (Oh y Kay, 1998) han indicado que, según la descripción clásica, conforme aumenta el tamaño de la muestra estudiada, es decir, la longitud de los perfiles empleados para medir la rugosidad, las estimaciones de los parámetros de rugosidad deberían ser más estables y representativas. Esto ha sido confirmado mediante estudios experimentales que afirman que se puede estimar el parámetro l medio de una parcela con un 20% de error adquiriendo 8 perfiles de 3 o 4 m de longitud (Mattia *et al.*, 2003b), siempre asumiendo que la descripción clásica es adecuada.

No obstante, numerosos investigadores han observado que en varias superficies agrícolas el parámetro l no converge hacia un único valor según aumenta la longitud de los perfiles empleados (Davidson *et al.*, 2000; Mattia *et al.*, 2003). Este fenómeno se puede explicar describiendo la rugosidad como una superposición de un proceso estacionario causado por el laboreo y un proceso multi-escala, de tipo fractal, causado por la formación natural de los agregados y su transformación gradual por las inclemencias del tiempo (Davidson *et al.*, 2000). En este sentido, se puede asumir que las superficies cultivadas con una fuerte rugosidad causada por el laboreo se representarán adecuadamente como un proceso estacionario y las superficies menos rugosas, compactadas o sujetas a transformaciones naturales causadas por la precipitación o el deshielo, como un fenómeno multi-escala de tipo fractal.

La descripción de la rugosidad como un fenómeno fractal ha sido empleada en numerosas ocasiones. El término fractal lo propuso originalmente Mandelbrot (1967) para definir fenómenos temporales o espaciales que son continuos pero no diferenciables y que muestran una correlación parcial en diferentes escalas. Este fenómeno se entiende más fácilmente tomando el ejemplo más popular de Mandelbrot quien a la pregunta “¿Cuál es la longitud de la costa de Inglaterra?” daba la siguiente respuesta “la longitud depende no sólo de la costa misma sino de la vara con que se mida”.

Numerosos investigadores han descrito diversos procesos geomorfológicos empleando el concepto de fractalidad (Burrough, 1981). En lo que respecta a la rugosidad superficial, se han propuesto diferentes descripciones de este tipo. Varios autores conciben la rugosidad como un problema clásico de geometría fractal (Pardini y Gallart, 1998), en el que la longitud o perímetro de los perfiles medidos varía en función de la

escala de observación. De este modo se puede formular la siguiente ecuación (Richardson, 1961):

$$L = A \cdot \Delta x^{(1-D)} \quad (3.1.1)$$

donde, L es la longitud o perímetro del perfil tomado con un intervalo de medida Δx , A es una constante de proporcionalidad y D es la dimensión fractal de la superficie. Este parámetro oscila entre $1 \leq D < 2$ y caracteriza la irregularidad del perfil. Cuanto mayor es D más irregular es la superficie (Pardini y Gallart, 1998). La característica más importante de esta relación es que para definir el parámetro D no es necesario conocer el perímetro real del perfil, que en teoría jamás podría determinarse exactamente, sino que es suficiente con conocer cómo el perímetro varía según varía el intervalo de medida. Transformando la ecuación 3.1.1 mediante su logaritmo se obtiene una ecuación lineal:

$$\log L = \log A + (1 - D) \log \Delta x \quad (3.1.2)$$

Por lo tanto, midiendo el perímetro del perfil para un rango considerable de intervalos distintos se puede obtener el valor de D mediante una simple regresión lineal entre el logaritmo de los perímetros y el de sus correspondientes intervalos.

El modelo fractal que se ha empleado más habitualmente para describir la rugosidad es el de un proceso denominado *fractional Brownian Motion* (Rouvier *et al.*, 1998; Mattia *et al.*, 1999; 2001; Davidson *et al.*, 2000; Zribi *et al.*, 2000; Pardini, 2003; Callens y Verhoest, 2004). Zribi *et al.* (2000) establecen que para determinar la naturaleza fractal de una superficie es necesario verificar la siguiente hipótesis:

$$E[z(x + \Delta x) - z(x)] = \Delta x^H \cdot E[z(x + 1) - z(x)] \quad (3.1.3)$$

donde, $E[\]$ representa la media del término entre corchetes y H es un parámetro denominado coeficiente de Hurst. El coeficiente de Hurst H refleja también la irregularidad de la superficie y oscila entre 0 y 1. El valor de H determina la distribución de la escala de rugosidad de una superficie. Los valores bajos de H corresponden a superficies rugosas a escalas pequeñas pero más lisas a escalas mayores, mientras que los valores altos de H corresponden a superficies rugosas en todo el rango de escalas (Sultan-Salem y Tyler, 2004).

Transformando la ecuación 3.1.3 a logaritmos se puede obtener el valor de H ajustando una regresión lineal del siguiente tipo:

$$\log(E[z(x + \Delta x) - z(x)]) = a \cdot \log(\Delta x) + b \quad (3.1.4)$$

El coeficiente de Hurst H equivale a la pendiente a de dicha regresión. Zribi *et al.* (2000) proponen emplear este método para calcular H . Sin embargo, otros investigadores han destacado que es más adecuado calcular H mediante el análisis del rango reescalado (*Reescaled Range Analysis*) (D'Haese *et al.*, 2001), que consiste en dividir el rango $E[z(x + \Delta x) - z(x)]$ por la desviación típica del perfil s y realizar un análisis análogo:

$$\log\left(\frac{E[z(x + \Delta x) - z(x)]}{s}\right) = H \cdot \log(\Delta x) + b \quad (3.1.5)$$

La determinación de H de este modo parece ser más estable que empleando la ecuación 3.1.4. Por lo tanto, en nuestro caso se ha optado por este método.

El coeficiente de Hurst parece ser un parámetro más adecuado para caracterizar la rugosidad superficial que la longitud de correlación (Callens y Verhoest, 2004). Sin embargo, su capacidad para diferenciar distintas clases de rugosidad parece ser bastante reducida (Callens y Verhoest, 2004).

La mayor limitación al uso de este parámetro para la caracterización de la rugosidad para aplicaciones de teledetección radar es su posterior incorporación a los modelos de retrodispersión. Mattia *et al.* (2001) propusieron una adaptación del modelo IEM para incorporar una descripción multi-escala de la rugosidad. Sin embargo, aunque los resultados que obtuvieron fueron mejores que los del IEM original en superficies compactadas, concluyeron que la parametrización empleada resultaba compleja y que además las superficies lisas estudiadas eran todavía más complejas que la descripción que ellos propusieron. De forma similar Sultan-Salem y Tyler (2004) trataron de incorporar una descripción fractal de la superficie a los modelos de Kirchhoff, pero los resultados obtenidos destacaron la necesidad de aclarar la relación entre la longitud de onda y el intervalo de muestreo para poder comprender y describir el fenómeno de la retrodispersión de superficies fractales.

Por otro lado, varios autores han mencionado que para poder apreciar la naturaleza fractal de la rugosidad es necesario emplear perfiles de una longitud mayor a 10 m (Mattia *et al.*, 2001). Este requerimiento lleva a plantear dudas sobre un concepto fundamental que es la escala a la que es necesario medir la rugosidad para aplicaciones radar. Pero este tema se tratará más adelante, en la sección 3.1.5.

3.1.3.3. Otro tipo de representaciones empleadas

En este epígrafe se presentan varios parámetros que han sido propuestos por diferentes autores para caracterizar la rugosidad. La mayoría de ellos consideran la rugosidad como un fenómeno estacionario pero proponen parámetros alternativos a s y l . En esta sección se enumeran y describen los parámetros más frecuentemente empleados.

La Tortuosidad (T_B , T_P). Definida en primer lugar por Boiffin (1984) T_B como el cociente entre la longitud *real* del perfil L_1 (su perímetro) y la distancia horizontal entre el comienzo y final del mismo L_0 (distancia reducida). Posteriormente Planchon *et al.* (1998) propusieron un índice similar también denominado tortuosidad que en este caso abreviamos como T_P :

$$T_B = \frac{L_1}{L_0} \quad (3.1.5)$$

$$T_P = \frac{L_1 - L_0}{L_0} \quad (3.1.6)$$

La ventaja de este parámetro es que se puede medir de forma simple mediante el método de la cadena que se comentará posteriormente. Su desventaja es que su valor puede variar significativamente dependiendo de la escala o intervalo de medida. Además, superficies con rugosidades muy diferentes medidas con intervalos distintos pueden tener un mismo valor de tortuosidad (Kamphorst *et al.*, 2000).

El índice MIF. Propuesto por Romkens y Wang (1985; 1986) es el producto del índice de área del microrrelieve *MI* (*microrelief area index*) y de la frecuencia de picos *F*. *MI* representa el área entre el perfil y la línea de regresión por unidad de longitud y *F* el número de picos por unidad de longitud.

$$MIF = MI \cdot F \quad (3.1.7)$$

Como en el caso anterior, el valor de este índice varía con la escala o el intervalo de medida. Un perfil muy detallado puede tener un número de picos mucho mayor que uno poco detallado y el área también puede variar (Kamphorst *et al.*, 2000).

Los índices *Limiting Slope* (LS) y *Limiting Difference* (LD). Propuestos por Linden y Van Doren (1986) con el objetivo de incorporar la magnitud horizontal en la descripción de la rugosidad. Estos dos índices se calculan a partir de una regresión lineal ajustada entre la inversa de la media de las diferencias de elevación $\overline{\Delta z}$ en función de la inversa del intervalo de medida *h*.

$$\frac{1}{\overline{\Delta z}} = a + b \frac{1}{h} \quad (3.1.8)$$

Ajustada esta regresión se definen $LS = 1/b$ y $LD = 1/a$. El parámetro *LD* está correlacionado en cierto modo con *s* pero *LS*, que representa la pendiente en el origen del variograma de la superficie, es independiente de *s* (Linden y Van Doren, 1986).

El índice MUD (*Mean Upslope Depression*). Propuesto por Hansen *et al.* (1999) para describir la retención superficial máxima a partir de la rugosidad. Este índice se calcula tomando un tramo o subsegmento del perfil, del que se halla el punto de menor cota. Posteriormente se calcula la diferencia en cota del resto de puntos a este mínimo y MUD se define como la media de estas diferencias. Para calcular este índice no hay que eliminar la contribución de la pendiente. El MUD puede ser útil para estimar la retención superficial de la precipitación. Los mejores resultados en este sentido se obtuvieron con una longitud de tramo de 30 cm (Hansen *et al.*, 1999).

El índice CSAD (*Cumulative Shelter Angle Distribution*). Propuesto por Potter *et al.* (1990) como repuesta a la necesidad de un índice para medir la influencia que la rugosidad tiene en los procesos de erosión eólica. De este modo, CSAD representa la función de distribución de probabilidad de los ángulos de cobijo que forma la superficie. Es decir, cuanto mayor sea la rugosidad el cobijo que ésta proporciona a las partículas de la superficie frente a la influencia del viento es mayor. Varios trabajos han puesto de manifiesto su adecuación para el estudio de la erosión eólica (Zobeck y Popham, 1998). Sin embargo, la escala de medida también determina de forma crucial las estimaciones de erosión que se realicen a partir de mediciones de rugosidad (Zobeck y Popham, 1998).

La derivada en el origen de la función de autocorrelación $\rho(0)'$. Fue propuesto por Borgeaud *et al.* (1995) en un intento por hallar un parámetro que describiese la magnitud horizontal de la rugosidad y fuese más estable que la longitud de correlación l . Los autores que proponen este índice observan que su aptitud para separar diferentes clases de rugosidad es mayor que la de l e indican que su incorporación a los modelos de retrodispersión resultaría de gran interés. Un posible inconveniente de este índice reside en su sensibilidad a las variaciones en el intervalo de medida. Ogilvy y Foster (1989) comentan que, a medida que aumenta el intervalo de muestreo, la ACF de las superficies exponenciales se va pareciendo más a la de las superficies gaussianas, lo que alteraría las mediciones de $\rho(0)'$.

En definitiva, en este capítulo el estudio de la rugosidad superficial se abordará empleando los parámetros clásicos s y l , así como el parámetro $\rho(0)'$ que puede ser un adecuado sustituto de l . De forma adicional, se analizará la fractalidad de las superficies estudiadas empleando para ello la dimensión fractal D de los perfiles y su coeficiente de Hurst H .

3.1.4. INSTRUMENTOS PARA LA MEDICIÓN DE LA RUGOSIDAD

Desde que Kuipers ideara un primer instrumento para medir la forma de la superficie tras el laboreo, allá por 1957, se han diseñado instrumentos y técnicas de muy diversa índole para la medición de la rugosidad. En general, los instrumentos empleados más habitualmente han sido los denominados perfilómetros (o rugosímetros), instrumentos que midiendo la altura de varios puntos de la superficie en una determinada dirección permiten representar un perfil de la misma. Por lo tanto, lo más habitual ha sido siempre la medición de la rugosidad a partir de perfiles bidimensionales en lugar de representaciones tridimensionales de la superficie. Estas últimas, cuando se han realizado, ha sido generalmente adquiriendo varios perfiles sucesivos en paralelo o, más recientemente, mediante técnicas fotogramétricas.

En esta sección presentamos una breve revisión de los instrumentos empleados más habitualmente para la medición de la rugosidad, destacando sus ventajas e inconvenientes. Los agrupamos en métodos que para medir requieren de un contacto físico con la superficie del suelo (métodos mecánicos) y en métodos que permiten representar la superficie sin que exista tal contacto (métodos telemétricos). En principio los segundos son más adecuados ya que los métodos mecánicos alteran en mayor o menor medida la superficie a medir. Con los métodos telemétricos es posible adquirir mediciones repetidas de una superficie de control sin alterarla.

3.1.4.1. Instrumentos mecánicos

Entre los métodos mecánicos, el empleado más habitualmente es el perfilómetro de varillas. Un ejemplo de este tipo de instrumentos es el empleado en el capítulo 2 de esta tesis. Los perfilómetros cuentan generalmente con un bastidor sobre el que se deslizan una serie de varillas hasta apoyarse sobre el suelo, tras lo cual las alturas de las varillas se anotan en campo o el instrumento es fotografiado y se obtiene la representación del perfil tras procesar digitalmente las fotografías.

Con los primeros perfilómetros de este tipo, la necesidad de medir de forma manual la distancia que había descendido cada varilla hacía que los instrumentos fuesen en general de dimensiones limitadas (por ejemplo el perfilómetro de Kuipers tenía una longitud de 1 m y 20 varillas separadas 5 cm). Currence y Lovely (1970) automatizaron este proceso empleando una sonda que registraba los datos en un gráfico y permitía adquirir las mediciones de forma más rápida. El siguiente avance consistió en el registro fotográfico de los datos (Foster y Meyer, 1972), lo que agilizaba significativamente el proceso de medida aunque el trabajo de post-procesamiento de las fotografías fuera considerable. Desde entonces, el registro fotográfico ha sido el procedimiento más habitual de adquisición de perfiles. Se han desarrollado procedimientos automatizados para facilitar la posterior digitalización (Wagner y Yu, 1991), pero generalmente este paso suele ser el que más tiempo requiere y es, además, una frecuente fuente de errores.

En cuanto a las dimensiones, intervalo de medida y precisión de los diferentes instrumentos empleados, Zobeck y Onstad (1987) y Robichaud y Molnau (1990) presentan interesantes revisiones que recomendamos. Los perfilómetros de varillas desarrollados generalmente tienen longitudes de entre 1 m y 3-4 m a los sumo, e

intervalos de muestreo de entre 1 cm y 10 cm. El intervalo de muestreo se ve ciertamente limitado por el tamaño de las varillas empleadas. Varios autores han argumentado que para lograr un intervalo más fino sería necesario contar con varillas de diámetro menor, lo que no resulta práctico dado que las varillas muy finas tienden a doblarse y además se pueden clavar en el suelo muy fácilmente.

Los principales inconvenientes de este tipo de instrumentos son, aparte del hecho de ser un método de contacto, su no muy detallado intervalo de muestreo y el laborioso postprocesamiento de las fotografías. Por otro lado, las eventuales fuentes de error son múltiples. Por citar algunas, se puede mencionar el que el contacto entre las varillas y la superficie no sea el adecuado (se claven en el suelo o se queden en el aire) o el que las varillas no estén perfectamente rectas y, como no, los numerosos errores que pueden darse en la digitalización por no corregir adecuadamente las distorsiones geométricas de las fotos, o malinterpretar la posición de las varillas (Jester y Klik, 2005).

Las ventajas que proporciona este método derivan principalmente de su sencillez de diseño y fabricación y, consecuentemente, de su bajo coste económico. Además, su transporte suele ser bastante cómodo y sus dimensiones hacen que no sean demasiado pesados. La adquisición de los perfiles en campo es rápida, lo que permite tomar un gran número de medidas en un día de trabajo.

Por proporcionar algunas referencias a trabajos realizados recientemente mediante este tipo de perfilómetros mencionamos las siguientes: Mattia *et al.* (1999, 2003); Mathias *et al.* (2000); Kamphorst *et al.* (2000); Jester y Klik (2005).

Otro tipo de instrumentos similares consisten en un sensor formado por una varilla que desciende hasta la superficie del suelo mediante un potenciómetro tras lo cual se almacena la lectura de la distancia al suelo (Planchon *et al.*, 2001). Este sensor se desplaza a lo largo de un bastidor adquiriendo medidas con un determinado intervalo. Si bien las ventajas que presenta este método son claras en lo que respecta a que no es necesario ningún tipo de postprocesado, su costo y complejidad se incrementan considerablemente, siendo además un método de contacto con los inconvenientes que esto conlleva.

Otro método mecánico bastante empleado consiste en insertar en la superficie del suelo una plancha o lámina metálica cuya superficie se encuentra graduada (Fig. 3.1.4). Una vez insertada la plancha se fotografía y posteriormente se digitaliza el perfil de la superficie del suelo. Instrumentos de este tipo han sido empleados por D'Haese (2000), Verhoest (2000), Mattia *et al.* (2003) y Callens y Verhoest (2004).

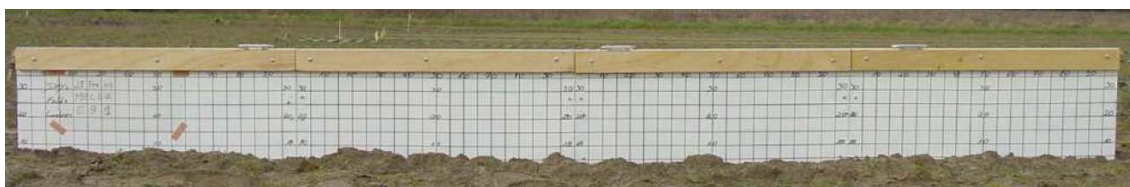


Figura 3.1.4. Plancha metálica graduada (Meshboard) empleada para medir la rugosidad (Fuente: Callens y Verhoest, 2004)

Los inconvenientes de este método son varios. Al ser un método mecánico se puede producir una determinada alteración de la superficie que en este caso, intuitivamente,

puede ser mayor que en caso de las varillas. Por otro lado, además de los errores mencionados anteriormente que se pueden producir al no corregir adecuadamente las distorsiones geométricas de las fotografías, en este caso existe un error adicional que es el error de paralaje, consecuencia de la imposibilidad de adquirir la fotografía al nivel del suelo, donde se produce la intersección entre éste y la plancha (Mattia *et al.*, 2003). Además de esto, la inserción de la plancha en el suelo puede ser extremadamente difícil en suelos muy rugosos, pedregosos o helados. También resulta complicado medir perfiles en perpendicular a la dirección de laboreo.

Las ventajas de este método, son su comodidad de transporte y manejo, bajo precio, reducido mantenimiento y rapidez de adquisición de los perfiles. Además, siendo un instrumento tan robusto puede ser empleado en condiciones climatológicas adversas.

El último método mecánico de medición de la rugosidad que se va a comentar en este apartado es el denominado método de la cadena originalmente propuesto por Saleh (1993). Este método consiste en colocar una cadena o cinta en la superficie del suelo en la dirección en que se quiera medir la rugosidad haciendo que la cadena se adecue lo mejor posible a la forma de la superficie. La diferencia entre la longitud real de la cadena y su longitud en proyección, medida cuando la cadena está instalada mediante una cinta métrica, permiten calcular la tortuosidad. Este método ha sido empleado por numerosos autores (Idowu *et al.*, 2002; Gómez *et al.*, 2005) aunque proporciona una descripción bastante limitada de la rugosidad. Sus ventajas son la rapidez de medición y su comodidad y bajo precio. Por el contrario la medición que proporciona es limitada, altera la superficie del suelo y frecuentemente es difícil lograr que el ajuste de la cadena a la superficie sea bueno.

3.1.4.2. Instrumentos telemétricos

Los denominados instrumentos telemétricos permiten realizar mediciones de la rugosidad superficial sin establecer un contacto físico con la superficie del suelo. Por lo tanto, son en principio más adecuados que los métodos mecánicos, ya que no alteran la superficie al medirla y además permiten realizar mediciones multitemporales de una misma superficie.

Los métodos telemétricos más habituales se basan en el empleo de sensores láser que se deslizan a lo largo de un bastidor y adquieren mediciones de la altura del bastidor a la superficie. También se han desarrollado otro tipo de instrumentos empleando sensores sónar o de ultrasonidos (Robichaud y Molnau, 1990), pero su empleo no ha sido tan frecuente.

Los primeros sensores láser (Romkens *et al.*, 1988; Huang *et al.*, 1988) proyectaban un haz vertical que era reflejado por la superficie y captado por un receptor fotosensible inclinado un determinado ángulo respecto a la vertical. Este funcionamiento resultaba problemático en superficies muy rugosas ya que el haz láser podía alcanzar la superficie en un punto que, debido a las irregularidades del terreno, el receptor no pudiera ver (Bertuzzi *et al.*, 1990) (Fig. 3.1.5).

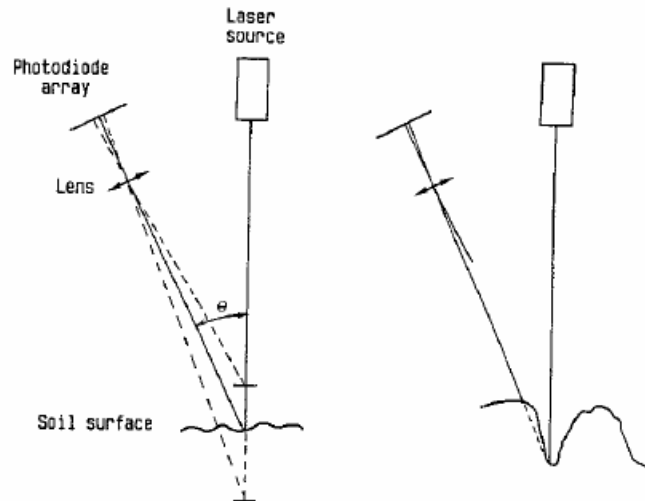


Figura 3.1.5. Fundamento de los sensores láser basados en la triangulación y problemática en casos de superficies muy irregulares (Fuente: Bertuzzi *et al.*, 1990)

Para solventar este problema se diseñaron otro tipo de sensores basados en técnicas de defocalización del haz. Estas técnicas calculan la altura a la superficie a partir del tamaño e intensidad del haz láser reflejado (Bertuzzi *et al.*, 1990). En principio son más adecuadas para la medición de la rugosidad del terreno pero pueden presentar problemas en superficies con colores o reflectividades muy diferentes (Govers *et al.*, 2000).

Los métodos telemétricos permiten adquirir mediciones con una gran resolución espacial. El intervalo de muestreo de estos instrumentos suele oscilar entre varios milímetros, por ejemplo 5 mm en el perfilómetro diseñado por ESA/CESBIO (Davidson *et al.*, 2000), y fracciones de milímetro, por ejemplo 0,147 mm (Pardini, 2003), dependiendo de la aplicación para la que se emplee. En general, el aspecto limitante suele ser la anchura del haz láser y su tiempo de medida, además de la velocidad con que se desplace el sensor a lo largo del bastidor.

La precisión en la dirección vertical que tienen estos instrumentos es muy alta, del orden de milímetros o inferior y, en general, suele depender del rango o distancia máxima que puede medir el sensor. Cuanto mayor sea este rango menor será la precisión vertical. En general la precisión vertical suele corresponderse con el 0,1% del rango de medición del sensor (Jester y Klik, 2005).

Otra ventaja es que el perfil adquirido se almacena automáticamente en un dispositivo de almacenamiento de datos, o *Data Logger*, u ordenador portátil. Por lo tanto, el procesamiento necesario es reducido, con lo que se eliminan multitud de posibles fuentes de error en el procesamiento de los perfiles que son habituales en otros métodos.

De forma adicional, es posible diseñar perfilómetros de este tipo que adquieran perfiles de una longitud considerable. Aunque, en general, los perfilómetros propuestos habitualmente suelen tener una longitud de 1-2 m. Un caso excepcional es el perfilómetro diseñado por ESA/CESBIO que permite adquirir perfiles de 25 m de longitud mediante la cuidadosa alineación de subperfiles de 5 m (Davidson *et al.*, 2000). Esta alineación se realiza mediante niveles topográficos y, lógicamente, hace que el tiempo necesario para adquirir un perfil sea considerable.

Los inconvenientes de este método de medida son también varios y en general son consecuencia de la relativa complejidad de un sistema de este tipo. En primer lugar, son instrumentos caros y delicados, que deben manejarse con cuidado. Además, sus dimensiones y peso pueden, en ciertos casos, dificultar su transporte y manejo en campo. Por otro lado, el tiempo que requiere la correcta instalación de estos sensores suele ser considerable, así como su tiempo de medición. Este último, lógicamente, varía en función del intervalo de medida y longitud de perfil requerida.

Otro inconveniente de estos sensores es su sensibilidad a inclemencias meteorológicas como el viento o la lluvia. Finalmente, el haz láser no diferencia entre las variaciones en el microrrelieve del suelo y otros elementos como los restos de vegetación.

Otro método telemétrico empleado para medir la rugosidad superficial se basa en procedimientos fotogramétricos que permiten construir un modelo digital de elevaciones de la superficie a partir de sendas fotografías de la superficie de estudio adquiridas desde puntos de vista distintos (Weeks *et al.*, 1997). Esta técnica no ha sido empleada frecuentemente a pesar de permitir describir la rugosidad con una resolución espacial de aproximadamente 2 mm y una resolución vertical inferior al milímetro (Jester y Klik, 2005).



Figura 3.1.6. *Instalación de campo necesaria para la medición de la rugosidad mediante técnicas fotogramétricas (Fuente: Callens y Verhoest, 2004)*

El método fotogramétrico tiene sólidos precedentes en la fotogrametría clásica empleada para estudios topográficos. Su aplicación al estudio de la superficie del suelo puede resultar relativamente sencilla en condiciones de laboratorio (Jester y Klik, 2005), sin embargo en estudios de campo la correcta y exacta situación de las cámaras para permitir medir un área determinada puede complicar el método considerablemente (Fig. 3.1.6).

Por otro lado, el procesamiento de los estéreo-pares resulta complejo y laborioso y requiere de herramientas informáticas muy específicas.

3.1.5. ESCALA DE MEDIDA ADECUADA PARA APLICACIONES DE TELEDETECCIÓN RADAR

Como se ha mencionado ya en la primera parte de este capítulo, la escala a la que debe medirse la rugosidad está directamente relacionada con el proceso en el que ésta interviene en cada aplicación. En el caso de las mediciones de rugosidad realizadas para estudios o aplicaciones de la teledetección radar, esta escala de medida se debería evaluar determinando qué escala de rugosidad es significativa de cara a la retrodispersión de la radiación microondas en la superficie. En este sentido es necesario determinar el intervalo de muestreo necesario y la longitud de perfil requerida para describir correctamente las componentes de la rugosidad que intervienen directamente en la retrodispersión.

3.1.5.1. Intervalo de muestreo

Ulaby *et al.* (1982b, Pág. 823) recomiendan que se mida la rugosidad con un intervalo no inferior a la décima parte de la longitud de onda en la que trabaje el sensor radar que se esté empleando.

$$\Delta x \leq \frac{\lambda}{10} \quad (3.1.9)$$

En el caso de los sensores radar actualmente en activo la longitud de onda λ es aproximadamente 5,7 cm, lo que implica que el intervalo de muestreo necesario debe ser de alrededor de 0,5 cm.

Oh y Kay (1998) realizaron un estudio basado en superficies simuladas de forma numérica, descritas mediante la representación clásica de la rugosidad como fenómeno estacionario, en el que establecía que para estimar los parámetros de rugosidad s y l con un error inferior al 10% el intervalo de muestreo no debía de ser inferior a 0,2 veces el valor real de l .

$$\Delta x \leq 0,2 \cdot l \quad (3.1.10)$$

En el caso de superficies con valores de l iguales o superiores a 2,5 cm este requerimiento es menos limitante que el de Ulaby *et al.* (1982).

Otro estudio similar fue realizado por Ogilvy y Foster (1989) que mediante superficies generadas de forma numérica analizaron la influencia del intervalo de muestreo en la correcta caracterización de la ACF de una superficie como exponencial o gaussiana. En este trabajo, los autores observaron que el intervalo de medida empleado en la medición podía alterar la percepción de una superficie como exponencial o gaussiana. En las superficies exponenciales las variaciones de alta frecuencia de la rugosidad son importantes para caracterizar adecuadamente el rápido descenso de la función de autocorrelación en el origen. Si el intervalo de muestreo empleado no es lo suficientemente detallado esa información de alta frecuencia se pierde y la función de autocorrelación se asemeja más a una gaussiana, aunque en realidad esto no afecte al valor de los parámetros de rugosidad s y l . Ogilvy y Foster (1989) establecían que el

intervalo de muestreo no debe ser superior a la décima parte de l para caracterizar adecuadamente la ACF de las superficies exponenciales. Si el intervalo es superior a este valor la superficie no se aproximará claramente a ninguna de las dos curvas, mientras que si éste es superior a las $2/3 \cdot l$ la superficie parecerá gaussiana.

En definitiva, el intervalo de 0,5 cm parece ser el más adecuado para caracterizar la rugosidad. En superficies con valores de l inferiores a 5 cm es posible que su función de autocorrelación no quede perfectamente definida con este intervalo pero en principio los parámetros de rugosidad no se tienen que ver afectados. Otro tema que debe ser aclarado, y que se tratará más adelante en este capítulo, es como influye un intervalo de muestreo mayor en la magnitud y variabilidad de los parámetros de rugosidad.

3.1.5.2. Longitud de perfil

La longitud de perfil necesaria para caracterizar la rugosidad de forma adecuada es un tema en el que no existe un consenso tan claro como en el caso del intervalo. Estudios basados en superficies generadas de forma numérica indican que la longitud de perfil necesaria para estimar con una fiabilidad del 90% los parámetros s y l es de $40 \cdot l$ y $200 \cdot l$ respectivamente (Oh y Kay, 1998), lo que lleva a unas longitudes de perfil, en la práctica, muy difíciles o prácticamente imposibles de adquirir.

La recomendación de Oh y Kay (1998) contrasta con el estudio teórico de Ogilvy y Foster (1989) que, si bien indica que la naturaleza aleatoria de las superficies hace conveniente que el perfil sea de un tamaño suficiente, toman como válida una longitud de perfil de $60 \cdot l$ para representar adecuadamente la ACF. Estos autores resaltan además, que en el caso de superficies de tipo exponencial los perfiles no necesitarían ser tan largos puesto que en ellas la componente importante de la rugosidad es la de frecuencia alta.

Por otro lado, el desarrollo del perfilómetro de ESA/CESBIO, que permite adquirir perfiles de hasta 25 m de longitud, ha puesto de manifiesto la existencia de componentes de baja frecuencia en la rugosidad superficial que no se pueden apreciar en perfiles de longitudes inferiores a 10 m (Davidson *et al.*, 2000). En este sentido, algunos autores han propuesto que los perfiles deben tener una longitud similar al tamaño de la resolución espacial de los sensores radar, para poder describir todos los fenómenos que la rugosidad pueda presentar a escalas tan grandes (Mattia *et al.*, 2001). Sin embargo, esta recomendación resulta en general poco práctica y, además, no del todo clara, ya que la resolución de los sensores radar es diferente en su dimensión de rango y alcance. Por otro lado, si esta recomendación fuera acertada la escala de rugosidad que habría que tener en cuenta al trabajar con imágenes radar del tipo *ScanSAR* de RADARSAT-1 o *Wide Swath* de ENVISAT-1, con resoluciones del orden de 100-150 m, haría que no fuera posible obtener resultados de ningún tipo.

En este sentido, Fung (1994), y posteriormente otros autores como Louis *et al.* (2003) o Chanzy *et al.* (2003), establecen que la componente de la rugosidad que interviene de forma importante en la retrodispersión es aquella que representa las irregularidades de tamaño similar a la longitud de onda del sensor empleado. De forma similar, y como ya se ha mencionado, Ulaby *et al.* (1986) comentan que la componente aleatoria de la rugosidad es la que interviene en la retrodispersión, mientras que la componente

orientada, de frecuencia menor, puede influir, pero sólo modificando la pendiente. Por lo tanto, parece lógico pensar que las componentes de baja frecuencia apreciadas en perfiles largos no deberían tener una gran trascendencia en la retrodispersión de las microondas.

Como se puede observar, el debate en este tema sigue abierto y, en general, se reconoce que todavía no es posible indicar cuál es la longitud óptima de medición de la rugosidad (Mattia *et al.* 2003).

Los pobres resultados obtenidos por diversos investigadores al tratar de estimar variables como la humedad del suelo invirtiendo el modelo IEM y empleando mediciones de campo de rugosidad (Altese *et al.*, 1996), han sido achacados a una incorrecta medición de la rugosidad, sin que quede claro si la medición ha sido incorrecta por el reducido tamaño del perfilómetro o su intervalo de medida o por un insuficiente número de perfiles. Por otro lado, también se han obtenido resultados bastante satisfactorios empleando perfiles de longitud limitada (Davidson *et al.*, 2003; Álvarez-Mozos *et al.*, 2005b; 2006), lo que puede indicar que el problema de la caracterización de la rugosidad no necesariamente tiene que ver con la longitud de los perfiles.

Lo que queda claro es que al aumentar el tamaño del perfil la magnitud de los parámetros de rugosidad aumenta, debido a que se incluyen componentes de baja frecuencia. Ahora bien, ¿es necesario tener en cuenta estos componentes de baja frecuencia? o como, proponen otros autores ¿es más conveniente subdividir los perfiles en segmentos de longitud menor para eliminarlos (Borselli, 1999) o filtrarlos directamente (Chanzy *et al.*, 2003)? Hoy por hoy no hay una respuesta clara a estas cuestiones.

3.1.6. EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA RUGOSIDAD EN SUPERFICIES CULTIVADAS

Un aspecto de la rugosidad superficial que resulta interesante estudiar es su variación en respuesta a fenómenos meteorológicos, y principalmente a la precipitación. Este fenómeno ha sido intensamente estudiado y relacionado con procesos de erosión hídrica como el arranque y transporte de partículas del suelo. Sin embargo, es un fenómeno interesante también desde el punto de vista de la caracterización de la rugosidad para aplicaciones de teledetección radar. El interés de este fenómeno está en responder a la pregunta de si en periodos en los que no se realizan labores de preparación de suelo la rugosidad varía o no significativamente. El que la rugosidad se pudiera considerar invariable a lo largo del tiempo resulta de gran interés, puesto que facilitaría el estudio de la humedad del suelo mediante series multitemporales de imágenes.

En este apartado revisamos brevemente los principales estudios en los que se aborda el fenómeno de la reducción de la rugosidad por la precipitación. No se entra a describir en profundidad los procesos de erosión que se producen, ya que lo que se trata es de caracterizar únicamente la variación en los parámetros de rugosidad.

Se han realizado multitud de estudios que analizan la evolución de la rugosidad en función de la precipitación (Johnson *et al.*, 1979; Zobeck y Onstad, 1987; Morgan *et al.*, 1998; Vidal Vázquez y Paz González, 2003). La mayoría de estos estudios fueron realizados en condiciones de laboratorio o en parcelas experimentales empleando simuladores de lluvia. Resulta evidente que la precipitación causa una disgregación de los agregados del suelo reduciendo, en principio, su rugosidad. En general se ha descrito esta reducción mediante funciones de tipo exponencial en las que el cociente entre el valor de s al comienzo del estudio y tras una determinada precipitación depende de la precipitación acumulada o de su energía cinética. Zobeck y Onstad (1987) presentan una completa revisión de estudios de este tipo y emplean los datos de los mismos (418 observaciones sobre superficies con diferentes tipos de laboreo) para proponer una ecuación general:

$$\frac{s}{s_0} = 0,89 \cdot \exp(-0,026 P) \quad (3.1.11)$$

donde, s es la desviación estándar de las alturas de la superficie en un determinado momento en cm, s_0 es el valor inicial de s y P es la precipitación acumulada entre ambas mediciones en cm.

Aunque esta expresión resulta interesante porque agrupa y resume un volumen de información enorme, la reducción de la rugosidad no es un proceso tan sencillo, y las características físicas del suelo, el tipo de laboreo y la intensidad de la precipitación pueden influir de forma importante en la misma.

Otros investigadores proponen que la reducción de la rugosidad se describe de forma más adecuada en función de la energía cinética acumulada de la precipitación (Morgan *et al.*, 1993; Saleh *et al.*, 1994; Idowu *et al.*, 2002). La expresión propuesta por Morgan *et al.* (1993) ha sido implementada en el modelo de erosión EUROSEM:

$$\frac{s}{s_0} = \exp(-0,70\sqrt{E}) \quad (3.1.12)$$

donde, E es la energía cinética acumulada de la precipitación en KJ m^{-2} .

Una conclusión que puede extraerse de este tipo de estudios, es que la gran mayoría de ellos se han realizado en condiciones de laboratorio o parcelas experimentales, empleando simuladores de lluvia que generalmente trabajan a intensidades de precipitación significativamente mayores que las que se suelen dar en latitudes medias durante los periodos de invierno ($63,5 \text{ mm h}^{-1}$ en Johnson *et al.*, 1979; $128,0 \text{ mm h}^{-1}$ en Idowu *et al.*, 2002; $60,0 \text{ mm h}^{-1}$ en Vidal Vázquez y Paz González, 2003). Por lo tanto, resulta interesante analizar si en zonas de latitudes medias y sobretodo durante el invierno se producen unas reducciones tan significativas en la rugosidad como las indicadas por estos estudios.

3.1.7. OBJETIVOS

Los objetivos que se plantean en el presente capítulo son varios. El objetivo general del capítulo es estudiar la caracterización de la rugosidad superficial en campo para aplicaciones de teledetección radar. Pero, en concreto, se persiguen los siguientes objetivos específicos:

- Presentar un perfilómetro láser para la medición de la rugosidad en campo diseñado en la Universidad Pública de Navarra en el marco de esta tesis doctoral.
- Estudiar la influencia del laboreo en la magnitud y variabilidad de los parámetros de rugosidad. Analizar si es posible considerar la rugosidad superficial en zonas agrícolas dependiente únicamente del tipo de laboreo aplicado a dichas superficies.
- Analizar la variabilidad espacial de los parámetros de rugosidad, especialmente la variabilidad dentro de una determinada parcela, así como entre parcelas sometidas al mismo tipo de labores agrícolas.
- Evaluar la sensibilidad de los distintos parámetros de rugosidad a variaciones en el intervalo de muestreo de los perfiles.
- Evaluar la sensibilidad de los distintos parámetros de rugosidad a variaciones en la longitud de los perfiles.
- Por último, se evaluará la evolución temporal de los parámetros de rugosidad medidos durante la campaña con el objeto de cuantificar la magnitud de la reducción de la rugosidad en las condiciones en las que se desarrolla este estudio. Por ende, las conclusiones que se extraigan serán válidas para zonas de latitudes y clima similar.

3.2. MATERIALES

3.2.1. PERFILÓMETRO LÁSER

El perfilómetro que se presenta se diseñó a raíz de la necesidad de contar con una herramienta que permitiese realizar mediciones de rugosidad en campo de forma detallada y fiable. Se optó por un perfilómetro de tipo láser por las ventajas, ya comentadas, de estos instrumentos frente a los de tipo mecánico.

El perfilómetro está formado por un bastidor de aluminio, suspendido de dos trípodes en sus extremos, sobre el que se desplaza un distanciómetro láser instalado en un pequeño carro motorizado (Fig. 3.2.1). El instrumento permite adquirir perfiles de hasta 5 m de longitud con un intervalo de muestreo, en principio, configurado en 5 mm.

El diseño se realizó además teniendo en cuenta, en la medida de lo posible, la portabilidad del instrumento. Por ello se diseñaron en aluminio tanto el bastidor como los trípodes. Las piezas del conjunto sometidas a un mayor esfuerzo (rótulas, pinzas de enganche, piezas roscadas, etc.) así como el exterior del carro se diseñaron en acero para dotarlas de una mayor resistencia.

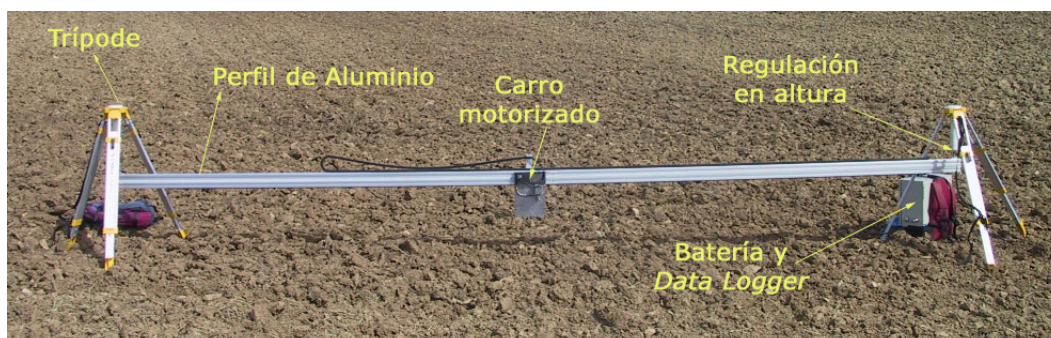


Figura 3.2.1. Perfilómetro láser instalado en campo. Se indican sus principales componentes

El distanciómetro incorporado es un sensor de distancia óptico comercial de la casa SICK, modelo DME2000 (Fig. 3.2.2). En la tabla 3.2.1 se detallan sus principales características. El sensor es un distanciómetro polivalente que cuenta con una pantalla alfanumérica así como una salida de datos programable. El sensor se basa en el principio de defocalización comentado anteriormente. Tiene dos modos de operación, el modo *Proximidad* y el modo *Reflector*. Este último permite medir distancias mayores pero necesita incorporar un reflector. Para esta aplicación se utiliza el distanciómetro en modo *Proximidad*. En este modo, el rango de medición que proporciona el sensor es ligeramente superior a 2 m con una resolución de 1 mm, lo que permite emplear el perfilómetro en caso de suelos excepcionalmente rugosos e incluso para medir otros fenómenos como canales de erosión y cárcavas de tamaño considerable.

El tiempo de medida que necesita el distanciómetro es de 29 ms. Este tiempo junto con la velocidad de desplazamiento del carro y el tamaño del punto de luz son los que van a limitar la resolución horizontal del perfilómetro. Tomando una velocidad de desplazamiento del carro de 4 cm s^{-1} , el sensor es capaz de tomar una lectura cada 1,38

mm. No obstante, el intervalo de muestreo no necesita ser tan detallado, por lo que éste se puede fijar en 5 mm y promediar cuatro lecturas por cada intervalo. De este modo, al promediar varias medidas, se mejora la precisión y se reduce la influencia de los eventuales errores de medición.

Tabla 3.2.1. Características del distanciómetro láser DME2000 de la casa SICK

Características generales	
Fuente de luz	Diodo láser de He-Ne
Tipo de luz / longitud de onda	Roja / 660 nm
Voltaje necesario	18 – 30 V
Consumo	< 6 W
Voltaje de salida	2 V
Intensidad de salida	100 mA
Conexión en serie	RS 232 (4.8/9.6, 19.2 KBaud)
Temperatura de operación	-10°C – 45°C
Vida media en servicio	50.000 hs
Peso	980 g
Modo de operación Proximidad:	
Rango de medida	100 – 2047 mm
Dimensión del punto de luz	3 mm en 2 m
Resolución	1 mm
Tiempo de medida	29 ms

El perfil de aluminio consta de dos cremalleras, una situada en su parte inferior, que permite el desplazamiento del carro mediante un motor y un sistema de engranajes, y otra lateral, que sirve como referencia de posición e indica al *Data Logger* cuándo almacenar la lectura tomada por el láser (Fig. 3.2.3).



Figura 3.2.2. Distanciómetro láser DME2000 de la casa SICK

El motor está alojado en el propio carro (Fig. 3.2.3) y necesita una alimentación de 24 V. Tiene la capacidad de invertir el sentido de giro con lo que el perfilómetro puede trabajar tanto en una dirección de avance como en otra.

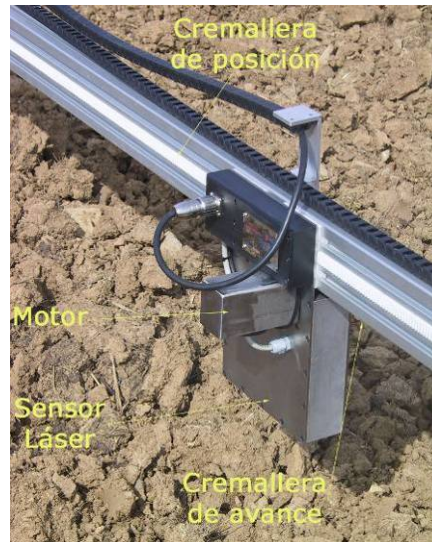


Figura 3.2.3. Detalle en el que se aprecian los componentes del carro motorizado

El bastidor de aluminio está formado por dos piezas para facilitar su transporte. Aún así la longitud de ambas es considerable y su transporte en un vehículo convencional resulta complicado. El acoplamiento entre las dos partes del bastidor se realiza mediante una pinza que se aprieta con una llave Allen. Este acoplamiento se encuentra además reforzado con dos vástagos de acero ya que es una parte del instrumento sometida a un gran esfuerzo.

El acoplamiento entre el bastidor de aluminio y los trípodes se realiza mediante un subconjunto que consta de una rótula, para permitir el giro longitudinal y transversal del bastidor, y dos chavetas que, al girarse y apretarse mediante una llave Allen, sujetan el bastidor por su parte superior (Fig. 3.2.4).

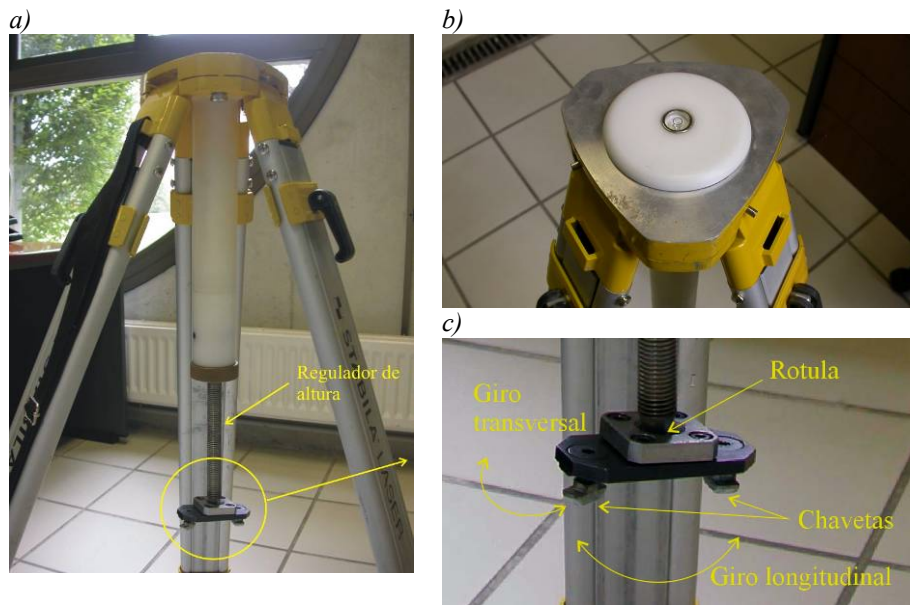


Figura 3.2.4. Detalle en el que se aprecian los componentes del trípode. El regulador de altura, la conexión en rótula que permite el giro longitudinal y transversal y el nivel de burbuja

Los trípodes llevan incorporados niveles de burbuja que permiten su correcta instalación (Fig. 3.2.4). Es posible regular la altura a la que el perfil se encuentra suspendido de los

trípodes mediante sendos reguladores en forma de tornillo sinfín (Fig. 3.2.4). Estos reguladores permiten con ayuda de un pequeño nivel de mano (Fig. 3.2.5) asegurar la horizontalidad del perfil y cerciorarse de que el haz láser apunta al suelo de forma completamente vertical.

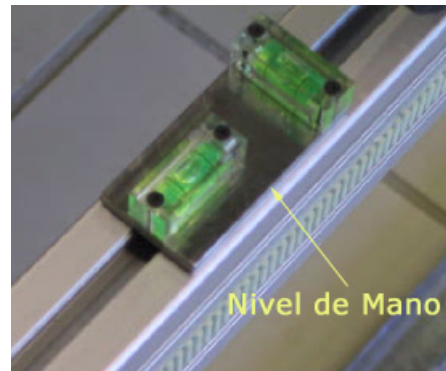


Figura 3.2.5. Nivel de mano

El instrumento consta de un dispositivo de almacenamiento de datos o *Data Logger* comercial *Eurotherm Chessel 5000B*. Este dispositivo se encuentra instalado en un cuadro protegido de la intemperie que en el campo se transporta en una mochila. En ese mismo cuadro se encuentran situadas las baterías que alimentan el sensor láser, el motor y el *Data Logger* y un elemento de protección eléctrica (Fig. 3.2.6). Las baterías tienen una autonomía superior a un día entero de mediciones en condiciones de plena carga. El instrumento consta además de un cargador que enchufado a red carga las baterías en aproximadamente una noche.

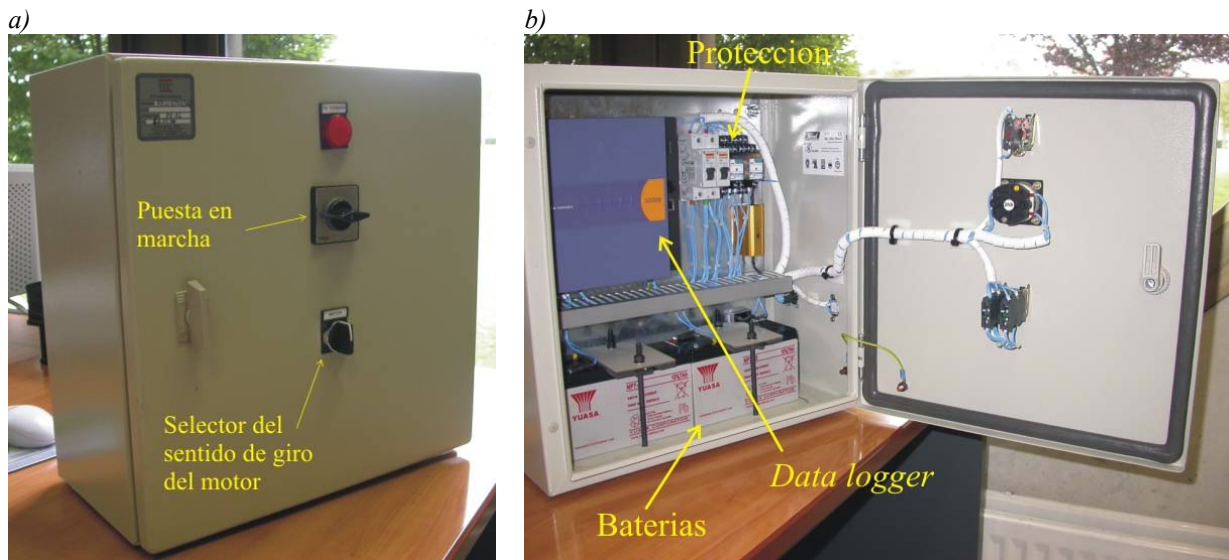


Figura 3.2.6. Cuadro en el que se encuentran instaladas las baterías y el Data Logger. Su interior se encuentra impermeabilizado y consta de un botón de puesta en marcha y un selector del sentido de giro del motor

La descarga de datos del *Data Logger* se realiza conectándolo mediante un cable de red a un ordenador en el que previamente se ha instalado una aplicación específica. Dicha aplicación descarga toda la información almacenada, tras lo cual, se seleccionan los perfiles deseados. Para esto es importante conocer la hora en que se adquirió cada perfil,

ya que es la única referencia que almacena el *Data Logger*. La descarga se realiza en pocos minutos.

Este instrumento tiene varias ventajas si se compara con perfilómetros convencionales de varillas. En primer lugar, permite adquirir perfiles de una longitud considerable (5 m) con un intervalo de muestreo muy detallado (0,5 cm) de forma rápida y fiable. Además, al no existir contacto físico con el suelo no se produce ningún tipo de distorsión de la rugosidad en el proceso de medida. Asimismo, la precisión vertical de las medidas es de 1 mm, y no se producen los errores propios de la digitalización de los perfiles de varillas. Por otro lado, una vez tomado un perfil, éste puede descargarse directamente a un PC u ordenador portátil sin necesidad de un procesamiento tan laborioso como el de los perfiles adquiridos mediante perfilómetros de varillas.

El perfilómetro láser también tiene una serie de inconvenientes que deben ser mencionados. El primero de ellos radica en el hecho de que el haz láser no diferencia entre la superficie del suelo y otros elementos como residuos vegetales, hojas o tallos, con lo que su uso queda en principio sujeto a condiciones de suelo desnudo. Para superar esta limitación es posible emplear herbicidas o quemar la vegetación existente mediante un soplete. Esta última alternativa es la que se ha seguido en esta tesis, aunque hay que destacar que debe realizarse con extremo cuidado.

Inclemencias meteorológicas como la precipitación o el viento pueden dañar el aparato o alterar las mediciones. Además, que el coste económico del instrumento es elevado y sus diferentes componentes deben ser manejados con cuidado. Por otro lado, el volumen total y peso del instrumento es considerable y su desplazamiento en campo resulta bastante costoso. Por último, el tiempo de instalación del instrumento es bastante largo. El perfilómetro emplea 7 min en medir un perfil de 5 m. En un día completo de trabajo de campo, con una dedicación de aproximadamente 10 horas, es posible adquirir un máximo 40 perfiles.

Aparte de esto, el bastidor de aluminio sobre el que se desliza el sensor láser muestra una cierta deformación o pandeo, causada por su propio peso y el del carro, que debe ser corregida. Para corregir esta deformación se realizó una calibración de laboratorio. La calibración consistió en tomar una serie de perfiles sobre una superficie horizontal y comparar las mediciones realizadas respecto de la horizontal.

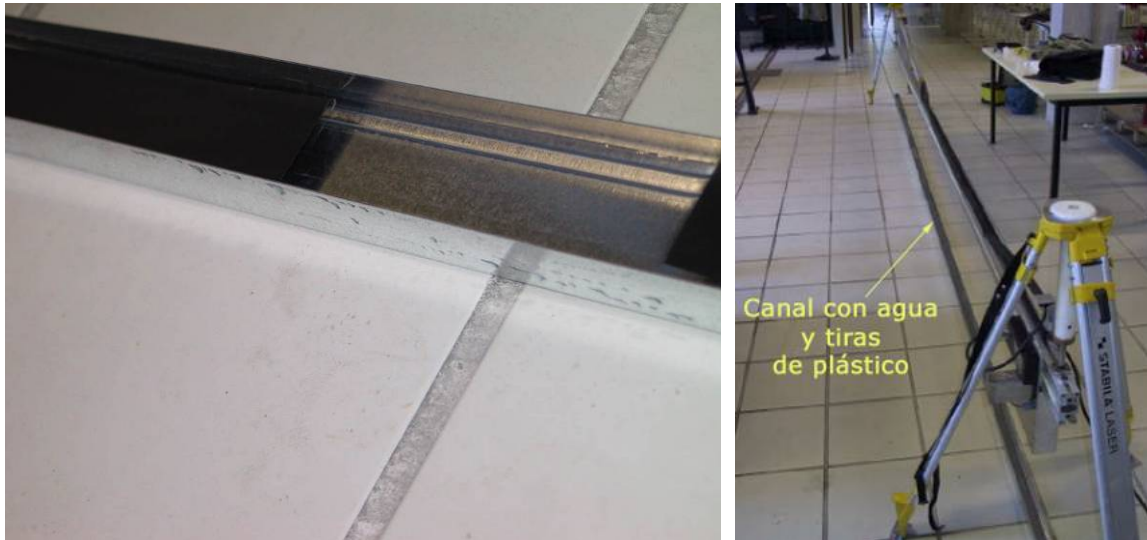


Figura 3.2.7. Montaje en laboratorio para la calibración del pandeo del perfil de aluminio

La superficie horizontal tomada como referencia consistió en un canal en el que se vertió agua y sobre la cual se colocaron flotando una serie de tiras de plástico negro de idénticas dimensiones (Fig. 3.2.7).

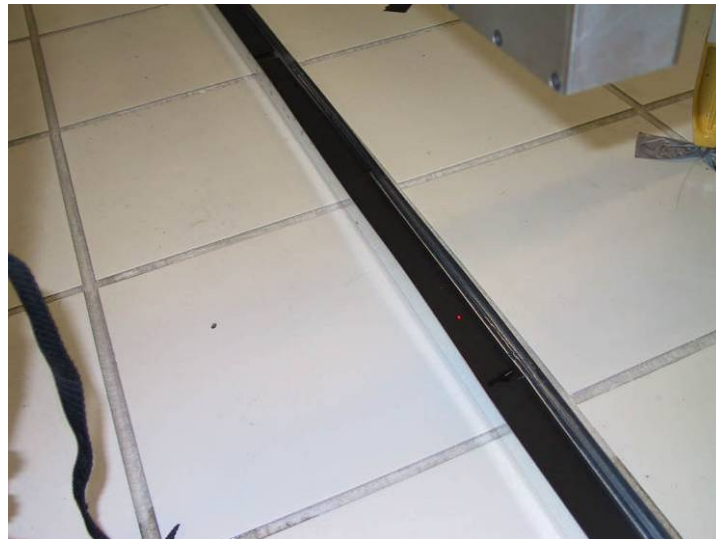


Figura 3.2.8. Sensor láser tomando medidas sobre la superficie de referencia

Tras esperar unos minutos a que las ondulaciones del agua desapareciesen la superficie creada constituía una referencia horizontal adecuada sobre la que el sensor láser podía medir sin problemas (Fig. 3.2.8).

De este modo, se tomaron un total de cuatro perfiles que mostraban el efecto del pandeo. Estos perfiles se promediaron y se obtuvo la curva representativa de la deformación (Fig. 3.2.9). Se puede observar que la deformación es máxima cerca del centro del perfil donde llega a alcanzar los 15 mm. También se aprecia que la curva no es perfectamente simétrica, lo que se debe a que el eje de medición del sensor láser no coincide con el centro de masas del carro. Además, se observan saltos y escalones fruto de los huecos entre las láminas de plástico flotantes.

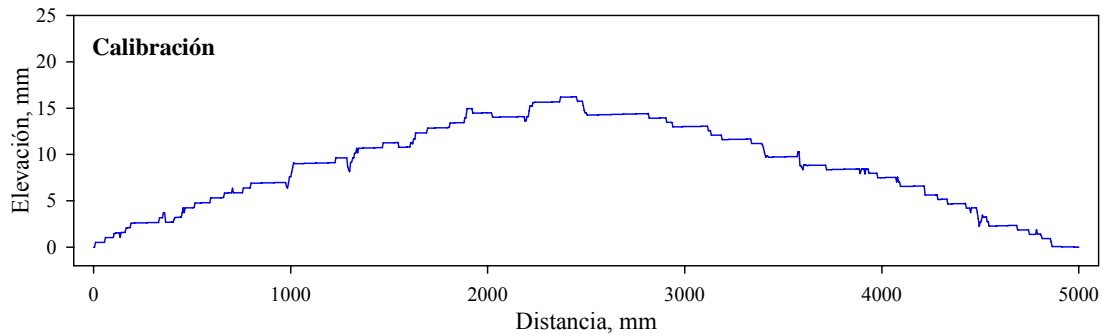


Figura 3.2.9. Perfil medio adquirido sobre la superficie de referencia

Al perfil medio tomado sobre la superficie de referencia se le ajustó una curva parabólica hasta el punto $x = 2440$ mm y otra a partir de éste (Fig. 3.2.10). Estas dos curvas parabólicas se emplearán en lo sucesivo para corregir la deformación causada por el pandeo.

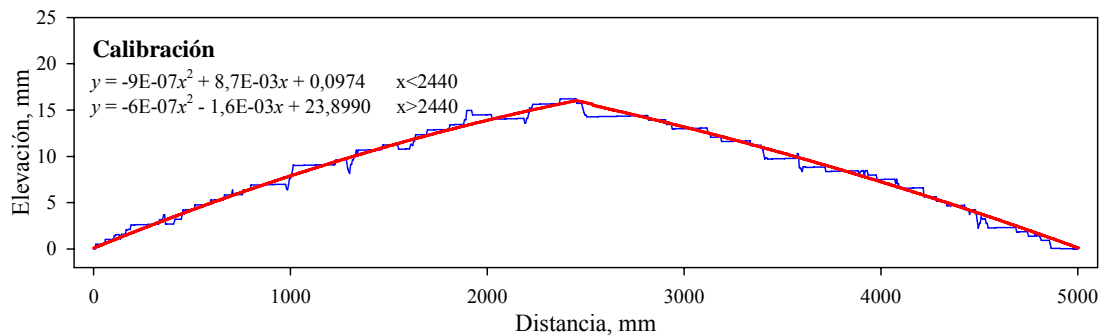


Figura 3.2.10. Curvas parabólicas ajustadas para corregir la deformación por pandeo

El procesamiento de los perfiles adquiridos es sencillo. En primer lugar, tras descargar los perfiles del *Data Logger*, se corrige el efecto del pandeo del perfil. Después, en el caso de que se observe alguna tendencia en los datos fruto de la pendiente del terreno, ésta se elimina. Por último, en perfiles adquiridos sobre superficies con restos de vegetación que pueden interferir en el haz láser, se eliminan los datos de alturas correspondientes a estos puntos y se sustituyen por el valor medio de los datos anterior y posterior.

En general, el perfilómetro ha demostrado ser una valiosa herramienta para la caracterización de la rugosidad del suelo. Prueba de ello son los datos que en este capítulo se presentan y analizan.

3.2.2. CAMPAÑA EXPERIMENTAL

La campaña experimental en la que se centra este capítulo se llevó a cabo en la cuenca de La Tejería entre septiembre de 2004 y marzo de 2005. En el capítulo anterior se proporciona una descripción detallada de la cuenca por lo que en éste que nos ocupa no se incluye tal información. Únicamente se mencionarán las parcelas de control estudiadas en este caso y las diferentes labores que en ellas se realizaron. También se presentarán los datos meteorológicos recogidos en la cuenca durante el periodo de estudio.

Las parcelas de control estudiadas en este caso son las mismas que las analizadas en la campaña ENVISAT/ASAR presentada en el capítulo 2. En total son diez parcelas (Fig. 2.3.12) que fueron sometidas a diferentes operaciones de laboreo. Las labores de preparación de suelo realizadas habitualmente en la cuenca consisten en una primera labor profunda realizada generalmente mediante el arado de vertedera. Posteriormente, se realiza una labor de cultivador de púas, rastra o chisel, con el objeto de desmenuzar los terrones creados por la vertedera. Generalmente se suele aplicar una segunda labor de cultivador, aunque esto depende de los resultados obtenidos con la primera. A continuación, se realiza la siembra del cereal con sembradoras de chorrillos convencionales. En algunos casos se suele pasar un rodillo compactador antes de sembrar y en otros inmediatamente después. Las clases en que se clasifican las parcelas de control responden a estas labores mencionadas, siendo por tanto una clasificación cualitativa.

Se realizaron mediciones de rugosidad en siete fechas diferentes. En cada una fueron necesarios dos días completos para medir la rugosidad en las diferentes parcelas estudiadas. En total se adquirieron cuatro perfiles en cada parcela alineando el perfilómetro en paralelo a la dirección de laboreo para caracterizar únicamente la componente aleatoria de la rugosidad. En algunos casos, debido a las inclemencias meteorológicas o a la realización de labores, no fue posible realizar todas las mediciones. Como el orden en el que se realizaron las mediciones fue siempre el mismo, las parcelas en las que más veces sucedió esto son siempre las mismas. En la tabla 3.2.2 se muestra la clase de laboreo correspondiente a cada parcela en las diferentes fechas. La parcela 208 presentó dos clases distintas de rugosidad en dos fechas. Las parcelas 255 y 258 son las que más datos perdidos tienen.

Tabla 3.2.2. Clase de laboreo de las diferentes parcelas de control

Parcela	22/09/2004	08/10/2004	24/10/2004	12/11/2004	28/11/2004	17/12/2004	01/03/2005
188	Cultivado rugoso	Cultivado rugoso	Compactado	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
189	Cultivado rugoso	Cultivado rugoso	Cultivado liso	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
193	Cultivado rugoso	Cultivado rugoso	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
194	Cultivo previo	Cultivado rugoso	Cultivado rugoso	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
199	Vertedera	Vertedera	Vertedera	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
201	Cultivado liso	Cultivado liso	Compactado	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
208	Vertedera	Vertedera	Vertedera	Sembrado compactado	Sembrado compactado	Sembrado compactado	Sembrado compactado
235	Cultivado liso	Cultivado liso	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado	Sembrado
255	Cultivado liso	Cultivado liso		Sembrado	Sembrado	Sembrado	
258	Cultivado rugoso			Sembrado	Sembrado	Sembrado	

La precipitación que se produjo en la cuenca durante el periodo de estudio se muestra en la figura 3.2.11. Es interesante conocer la precipitación acaecida entre las diferentes

mediciones para poder evaluar la influencia de ésta en la reducción de la rugosidad superficial. Entre septiembre de 2004 y marzo de 2005 se recogieron aproximadamente 400 mm en la cuenca de La Tejería.

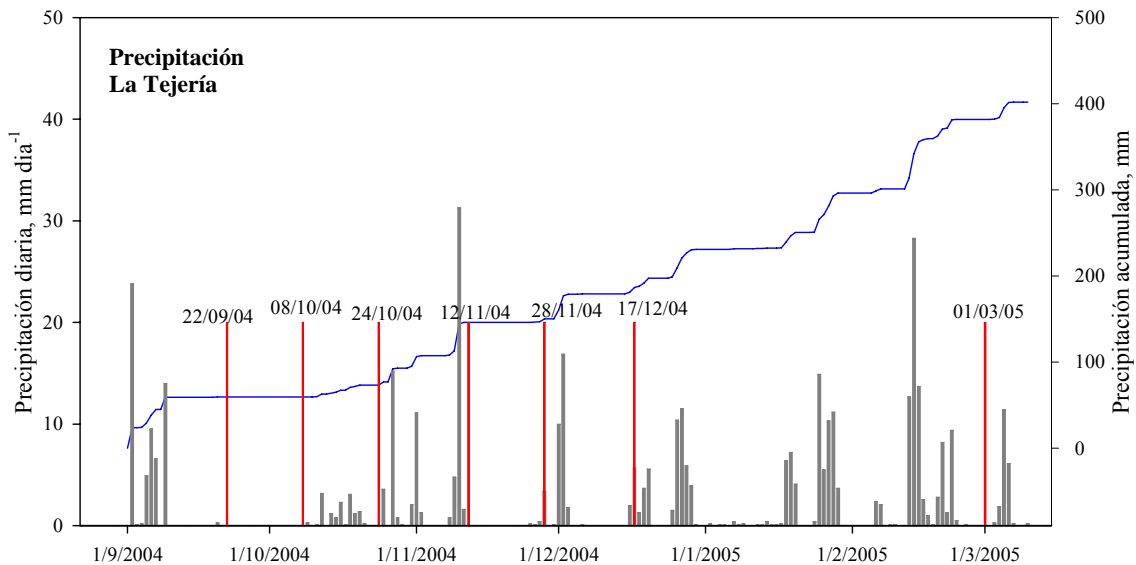


Figura 3.2.11. Precipitación diaria y acumulada recogida en La Tejería entre septiembre de 2004 y marzo de 2005. Se indican en rojo las fechas en las que se midió la rugosidad

La precipitación recogida este invierno se puede considerar intermedia si se compara con la correspondiente a otros años desde 1996 (Fig. 3.2.12). El tipo de precipitación que tiene lugar en invierno en esta zona no es de una intensidad fuerte y, más bien, responde a eventos de varios días e intensidades medias o bajas.

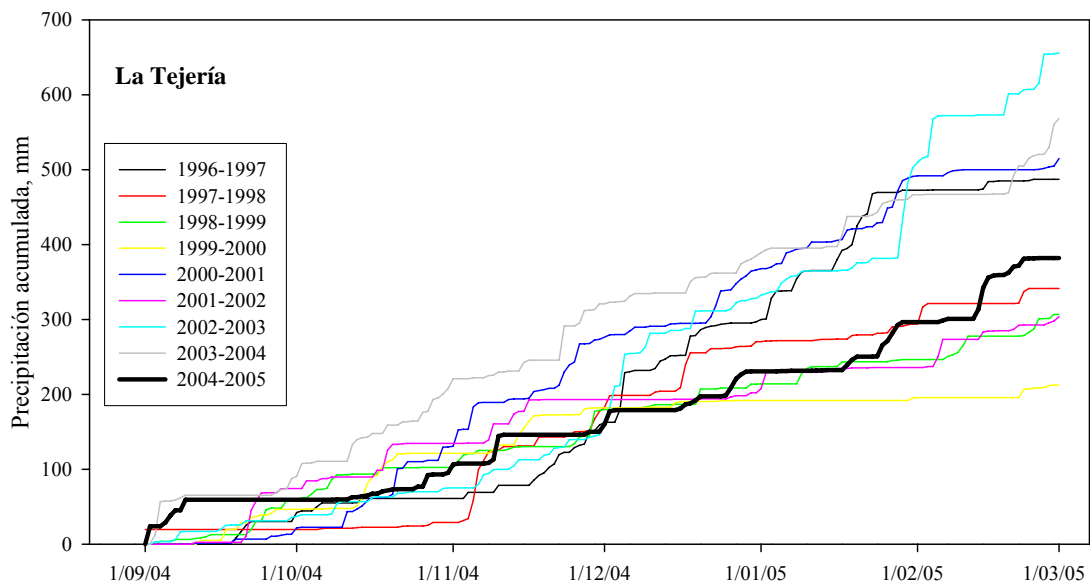


Figura 3.2.12. Precipitación acumulada recogida en La Tejería entre septiembre y marzo desde el año 1996-1997 hasta el 2004-2005. En color negro y línea gruesa se indica la precipitación del periodo de estudio

En la tabla 3.2.3 se muestra el número total de perfiles tomados en cada clase de laboreo.

Tabla 3.2.3. *Número total de perfiles adquirido en cada clase de laboreo*

Clase	Nº de perfiles
Cultivo previo	5
Vertedera	20
Cultivado rugoso	43
Cultivado liso	29
Compactado	8
Sembrado	143
Sembrado compactado	16
TOTAL	264

Estos perfiles serán los empleados en este capítulo para estudiar los distintos aspectos mencionados sobre la caracterización de la rugosidad en campo.

3.3. METODOLOGÍA

3.3.1. PROCESAMIENTO DE LOS PERFILES

El procesamiento de los perfiles empleados en el presente estudio se realizó tal y como se describe en el apartado en que se presenta el perfilómetro láser. En primer lugar, los perfiles se descargan del *Data Logger* y se convierten a archivos de texto con los datos correspondientes de alturas de puntos. Posteriormente, se eliminan los puntos con lecturas anormales (valores puntuales 2 cm por encima o por debajo de los datos anterior y siguiente) que pueden ser fruto de lecturas erróneas o elementos de vegetación presentes en el suelo. Acto seguido, se corrige el efecto de la deformación del bastidor en los datos, mediante las curvas parabólicas descritas anteriormente. Después, se elimina cualquier tendencia observada en los datos fruto de la pendiente del terreno. Para esto se ajusta una regresión a los datos del perfil, que en nuestro caso ha sido de tipo lineal, y se resta esta tendencia a los datos. Para normalizar los perfiles se iguala su media a cero en todos los casos. Realizado este proceso los perfiles están listos para calcular los parámetros de rugosidad de interés.

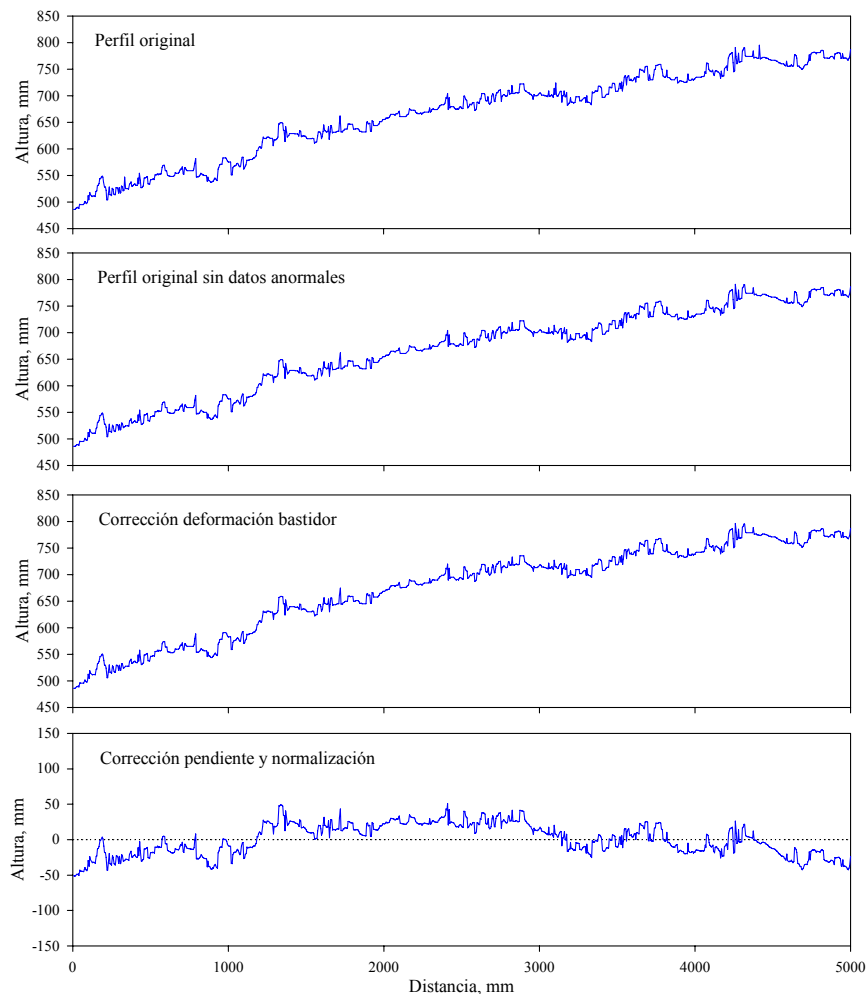


Figura 3.3.1. *Diferentes pasos a seguir en el procesamiento de los perfiles de rugosidad*

3.3.2. CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS DE RUGOSIDAD

El procesamiento de los parámetros de rugosidad se realizó mediante una hoja de cálculo y varios programas escritos específicamente para algunos cálculos determinados.

El parámetro s se calcula de forma directa mediante una hoja de cálculo. Para obtener la función de autocorrelación experimental de los perfiles se ha empleado el software de análisis estadístico R . La longitud de autocorrelación l se ha obtenido por interpolación. Para calcular el valor de l medio de una parcela se ha calculado en primer lugar la función de autocorrelación media de todos los perfiles y de ésta se ha extraído el valor correspondiente de l .

La dimensión fractal D y el coeficiente de Hurst H se han calculado mediante sendos programas escritos para tal efecto. Por último, se ha calculado también el parámetro de la pendiente en el origen de la función de autocorrelación $\rho'(0)$.

3.4. RESULTADOS

3.4.1. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS DIFERENTES PARÁMETROS DE RUGOSIDAD

En primer lugar, se realiza un análisis comparativo entre los valores que los diferentes parámetros de rugosidad presentados toman para cada perfil. El objetivo de esta comparación es básicamente descriptivo, pero también servirá como herramienta para evaluar la capacidad que los diferentes parámetros tienen para diferenciar las clases de rugosidad observadas.

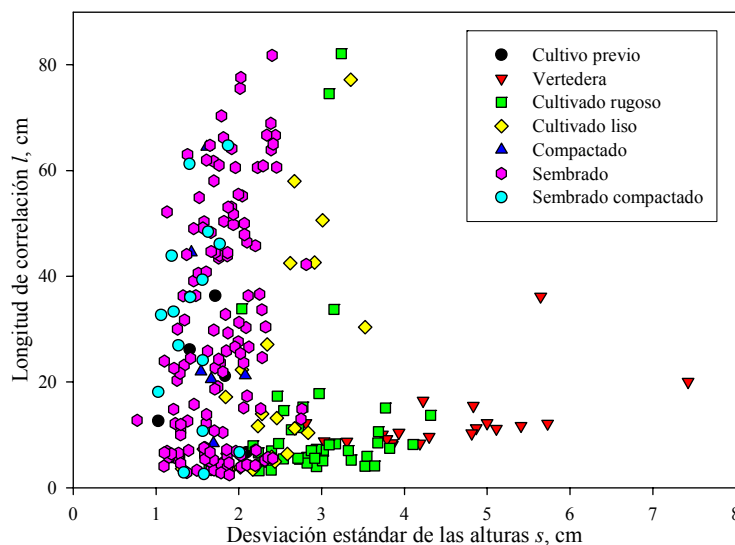


Figura 3.4.1. Relación entre los parámetros s y l medidos para cada perfil

En lo que respecta a los parámetros clásicos de rugosidad s y l , se puede observar que, si bien el parámetro s muestra una magnitud bastante diferenciada para las diferentes clases, el parámetro l no parece estar relacionado con el tipo de labor aplicada al suelo (Fig. 3.4.1; 3.4.2). Los valores que toma s siguen en general la gradación que cabía esperar tras la clasificación cualitativa realizada, aunque algunas clases, que de por sí resultaban bastante similares, muestren valores parecidos. Otro aspecto interesante es que la variabilidad de s aumenta, en general, cuanto más rugosa es la superficie (Fig. 3.4.2).

En el caso del parámetro l no se observa un comportamiento de este tipo. Si se consideran únicamente las clases más rugosas, por ejemplo *Vertedera*, *Cultivado rugoso* y *Cultivado liso*, se puede apreciar que cuanto más rugosa es la superficie mayor es el valor medio de l (Fig. 3.4.2). Sin embargo esta apreciación no se puede generalizar a las clases más lisas, ya que en éstas la variabilidad de l es mucho mayor. Una conclusión clara al respecto, parece ser que la variabilidad de l es mayor en las clases lisas que en las rugosas.

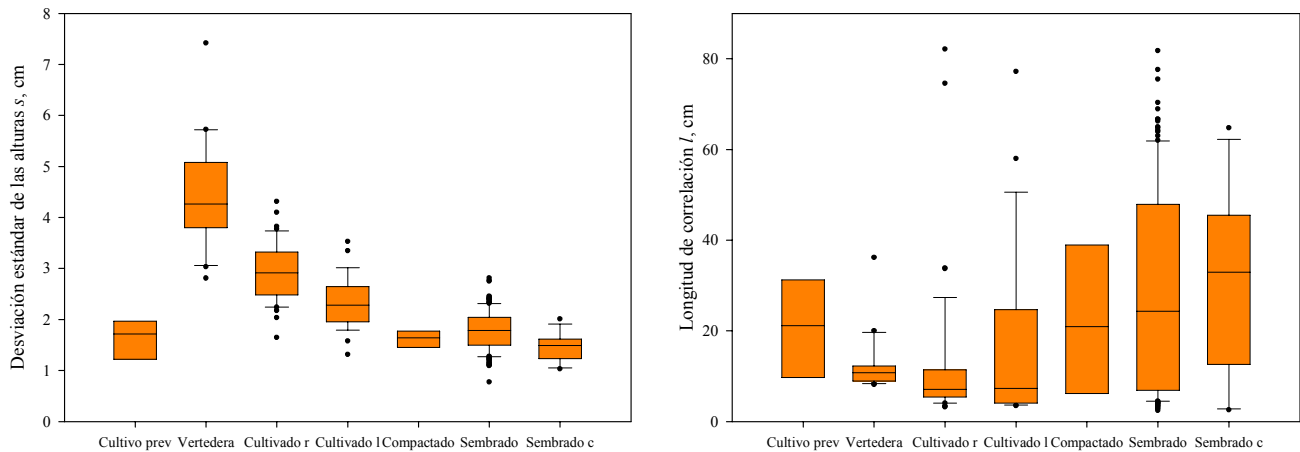


Figura 3.4.2. Diagramas de cajas de los parámetros s y l medidos para los perfiles de cada clase

Como ya se ha comentado anteriormente, la problemática del parámetro l no es nueva y entre otras alternativas se han propuesto parámetros adicionales, como la ya comentada derivada en el origen de la función de autocorrelación $\rho'(0)$.

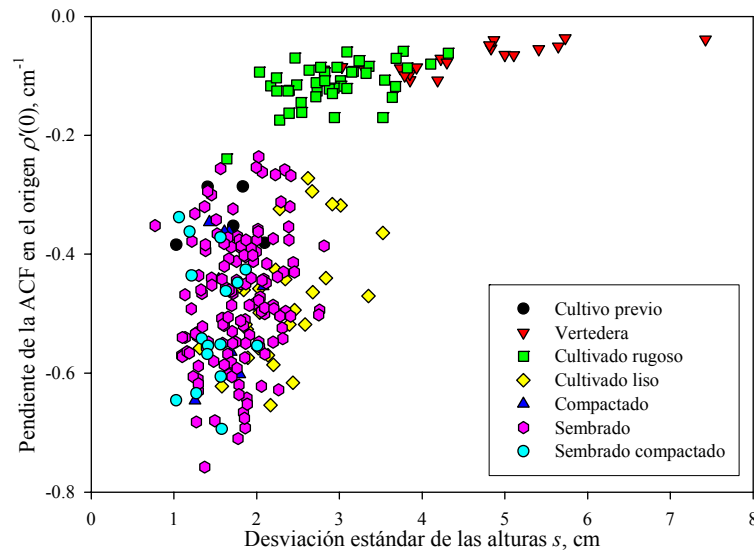


Figura 3.4.3. Relación entre los parámetros s y $\rho'(0)$ medidos para cada perfil

La derivada en el origen de la función de autocorrelación $\rho'(0)$ muestra un comportamiento más estable que l (Fig. 3.4.3; 3.4.4). Parece tener cierta correlación con s (Fig. 3.4.3) aunque esto resulta bastante normal, ya que, en general, las superficies que tienen una mayor rugosidad en su componente vertical (mayor s) suelen ser menos rugosas en su componente horizontal (mayor $\rho'(0)$).

El diagrama de cajas de $\rho'(0)$ muestran un comportamiento dinámico y sin una variabilidad tan grande como en el caso de l (Fig. 3.4.4). Se puede observar que las superficies que aparentemente son más lisas tienen unos valores menores de $\rho'(0)$ y las más rugosas valores mayores, aunque hay alguna excepción (Fig. 3.4.4). Si bien la variabilidad de $\rho'(0)$ es considerablemente menor que la de l , la separabilidad entre las diferentes clases no es completamente clara entre clases vecinas. Sin embargo, las clases muy lisas y muy rugosas se pueden separar bastante claramente.

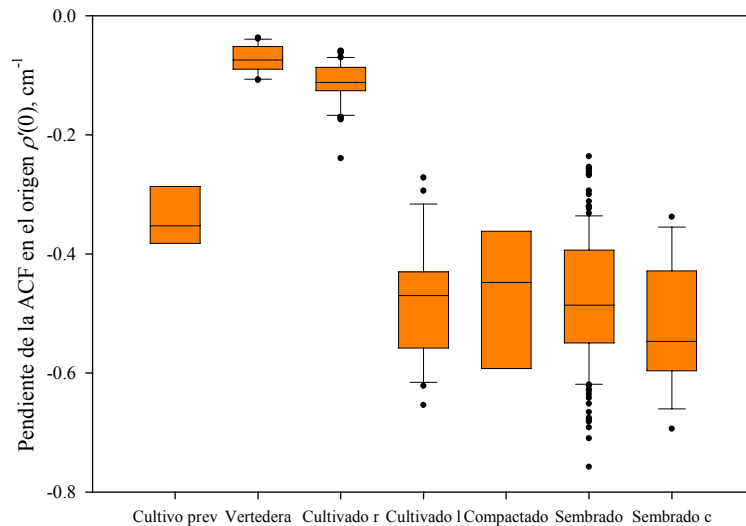


Figura 3.4.4. Diagrama de cajas del parámetro $\rho'(0)$

La dimensión fractal D de los perfiles de rugosidad se calculó según el método mencionado por Pardini y Gallart (1998). La condición de fractalidad de la rugosidad requiere que exista una relación lineal entre el logaritmo del intervalo de medida Δx y, en este caso, el perímetro de los perfiles L . Al observar la relación entre ambos se aprecia que ésta no es claramente lineal, sino curvilínea, lo que indica que la rugosidad superficial no es un proceso estrictamente fractal (Fig. 3.4.5).

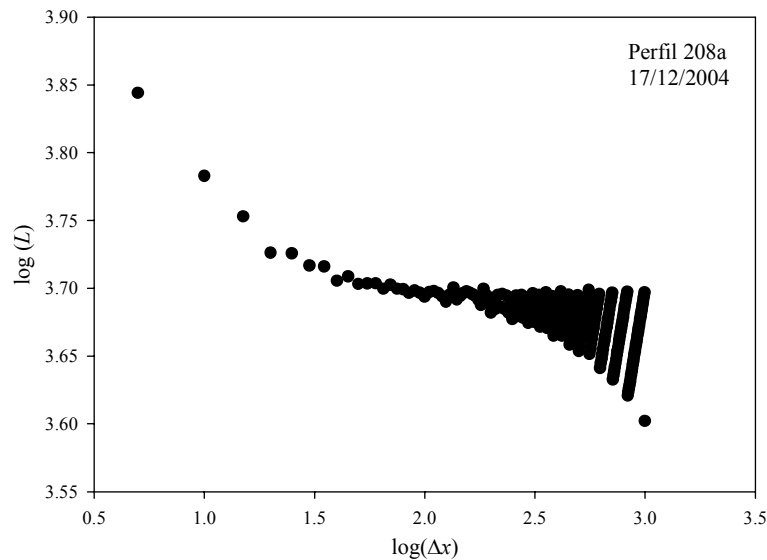


Figura 3.4.5. Relación entre el logaritmo del intervalo de medida (Δx) y el del perímetro del perfil (L). La condición de fractalidad establece que esta relación debe ser lineal

En nuestro caso, la gran mayoría de los perfiles muestran una relación prácticamente lineal hasta un intervalo de 10 cm. Por lo tanto, para el cálculo de la dimensión fractal D se ha evaluado únicamente la pendiente en este tramo entre el intervalo de 5 mm y el de 10 cm.

En general se observa que la dimensión fractal D de las clases rugosas es mayor que la del resto (Fig. 3.4.6; 3.4.7). Se aprecia cierta correlación entre D y s (Fig. 3.4.6) lo que

resulta bastante lógico. Las clases menos rugosas tienen valores bastante bajos de D , en torno a 1,10.

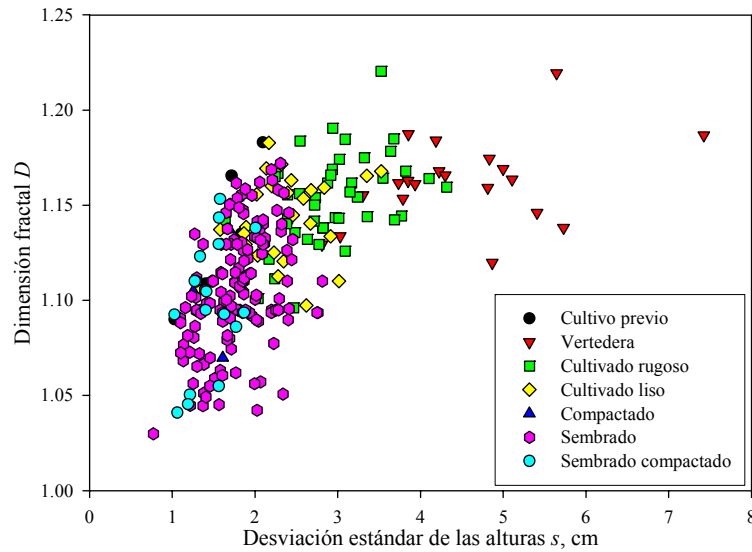


Figura 3.4.6. Relación entre la dimensión fractal D de los perfiles de rugosidad medidos y su correspondiente valor de s

Por otro lado, la variabilidad de D es claramente menor que la del parámetro l (Fig. 3.4.7). En la clase *Compactado* la variabilidad es muy alta, dado que se observan algunos perfiles con valores excepcionalmente altos de D . En el resto de clases la variabilidad es reducida y, aunque se aprecia un cierto grado de solape entre las clases similares, las superficies rugosas y lisas se diferencian bastante claramente.

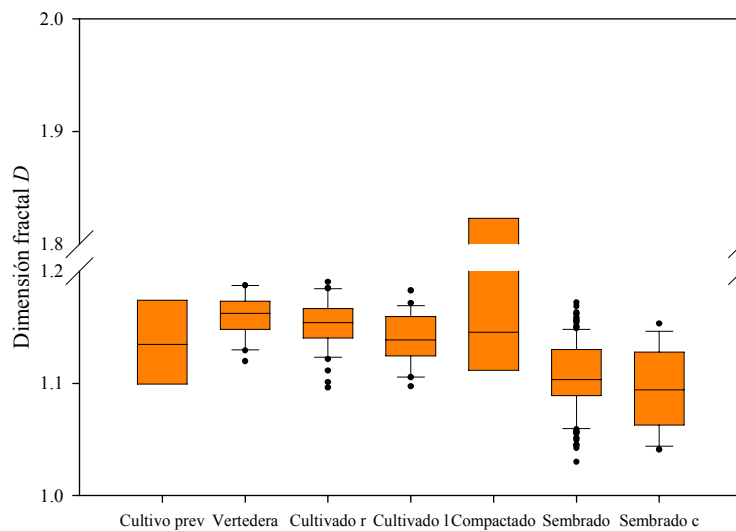


Figura 3.4.7. Diagrama de cajas de la dimensión fractal D de los perfiles tomados para cada clase

Los resultados obtenidos en el caso del coeficiente de Hurst H son bastante similares a lo observado para D . En general se observa que las superficies con una s menor tienen un valor de H menor (Fig. 3.4.8), lo que indica que la componente de alta frecuencia es la predominante en estas superficies. Las superficies más rugosas muestran valores mayores de H lo que indica que son rugosas en todas las escalas (Fig. 3.4.8).

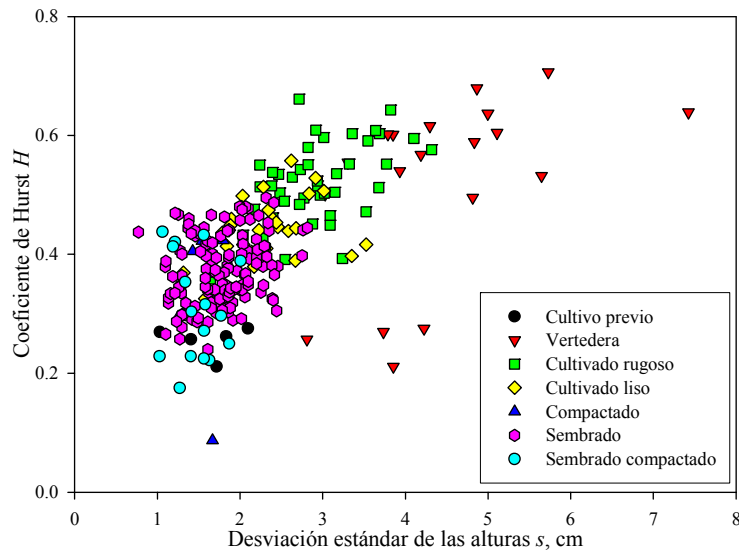


Figura 3.4.8. Relación entre el coeficiente de Hurst H de los perfiles de rugosidad medidos y su correspondiente valor de s

La variabilidad de H en las diferentes clases es bastante reducida. Es muy alta en la clase *Vertedera* aunque en general parece que aumenta cuanto más lisa es una superficie (Fig. 3.4.9). La diferenciación entre superficies rugosas y lisas parece factible aunque las clases parecidas muestran un cierto solape.

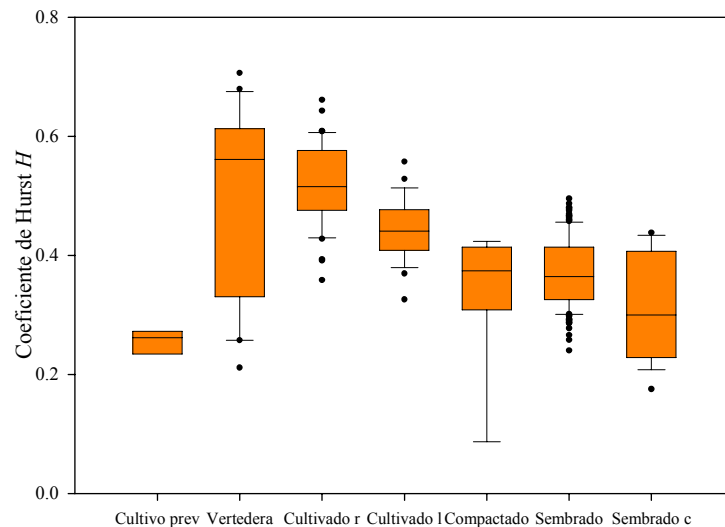


Figura 3.4.9. Diagrama de cajas del coeficiente de Hurst H de los perfiles tomados para cada clase

En resumen, la desviación estándar de las alturas del perfil s parece ser un parámetro adecuado para clasificar o diferenciar las diferentes clases de rugosidad habituales en superficies agrícolas. La longitud de correlación l muestra una variabilidad enorme, especialmente en las superficies menos rugosas, y su capacidad de diferenciar distintas clases de rugosidad es reducida. En este sentido, parece ser más adecuado emplear como descriptor de la componente horizontal de la rugosidad la pendiente en el origen de la función de autocorrelación $\rho'(0)$. Este parámetro muestra una variabilidad significativamente menor que la de l y su aptitud para clasificar distintos grados de rugosidad parece ser adecuada.

Por último, los parámetros dimensión fractal D y coeficiente de Hurst H parecen ser adecuados, especialmente este último, en tanto que tienen una variabilidad bastante reducida y muestran valores distintos para las diferentes clases de rugosidad. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la rugosidad no muestra un comportamiento estrictamente fractal, lo que puede limitar la aplicación y el empleo de estos parámetros.

3.4.2. INFLUENCIA DEL LABOREO EN LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL

Resulta evidente que las técnicas de laboreo influyen en la rugosidad aleatoria de una superficie agrícola. En este apartado, se analiza la magnitud y la variabilidad de los parámetros de rugosidad en función del tipo de laboreo. Para ello se realiza un análisis de la varianza (ANOVA) de los datos recogidos a lo largo de toda la campaña. Los parámetros que se estudian en este caso son s , l , $\rho'(0)$ y H . No se incluye el parámetro D porque se considera similar a H y además, este último ha sido empleado más habitualmente.

Los valores medios, desviación típica y coeficiente de variación de los diferentes parámetros para cada clase pueden verse en la tabla 3.4.1.

Tabla 3.4.1. Valores medios, desviación típica (σ) y coeficiente de variación (CV) para las diferentes clases de los parámetros de rugosidad desviación estándar de las alturas (s), longitud de correlación (l), pendiente en el origen de la ACF ($\rho'(0)$) y coeficiente de Hurst (H). Se indica el número de perfiles de cada clase (N)

Clase	N	s			l			$\rho'(0)$			H		
		\bar{s} (cm)	σ_s (cm)	CV_s (%)	\bar{l} (cm)	σ_l (cm)	CV_l (%)	$\overline{\rho'(0)}$	$\sigma_{\rho'(0)}$	$CV_{\rho'(0)}$ (%)	\bar{H}	σ_H	CV_H (%)
<i>Cultivo previo</i>	5	1,617	0,411	25,4	20,572	11,558	56,2	-0,338	0,049	14,4	0,255	0,025	10,0
<i>Vertedera</i>	20	4,327	1,051	24,3	12,553	6,324	50,4	-0,073	0,023	32,0	0,507	0,159	31,3
<i>Cultivado rugoso</i>	43	3,012	0,765	25,4	12,357	16,202	131,1	-0,113	0,036	31,7	0,521	0,068	13,0
<i>Cultivado liso</i>	29	2,325	0,502	21,6	17,263	19,290	111,7	-0,144	0,053	36,6	0,443	0,051	11,5
<i>Compactado</i>	8	1,634	0,246	15,1	23,671	21,133	89,3	-0,164	0,061	36,9	0,377	0,047	12,5
<i>Sembrado</i>	143	1,785	0,388	21,8	28,670	22,045	76,9	-0,156	0,070	44,6	0,370	0,057	15,5
<i>Sembrado compactado</i>	16	1,467	0,280	19,1	31,096	19,468	62,6	-0,180	0,087	48,1	0,310	0,087	28,1

Se puede observar que el coeficiente de variación de s oscila entre el 15% y el 25% y, en general es mayor cuanto más rugosa es una superficie. En el caso de l el coeficiente de variación es altísimo, en algunas clases incluso supera el 100% dado que su desviación típica supera la media. La pendiente en el origen de la ACF $\rho'(0)$ muestra unos coeficientes de variación entre un 14% y un 48% con valores superiores en las clases menos rugosas. Por último, el coeficiente de Hurst H es el que tiene una menor variabilidad, oscilando su CV entre un 10% y un 31%. En el caso de H no se aprecia claramente si la variabilidad es superior en las superficies rugosas o en las lisas.

Tabla 3.4.2. Resultados del análisis de la varianza del parámetro s

	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
Inter-grupos	166,207	6	27,701	106,508	0,000
Intra-grupos	66,842	257	0,260		
Total	233,048	263			

En lo que respecta al análisis de la varianza, en el caso del parámetro s , los resultados indican que existen diferencias significativas entre las distintas clases de rugosidad a un nivel de significación del 0,05 (Tabla 3.4.2).

En el caso del parámetro l , el análisis indica que existen diferencias significativas entre las distintas clases. Sin embargo la significatividad del análisis es claramente menor que en el caso anterior:

Tabla 3.4.3. Resultados del análisis de la varianza del parámetro l

	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
Inter-grupos	13648,397	6	2274,733	5,814	0,000
Intra-grupos	100557,061	257	391,273		
Total	114205,458	263			

Las diferentes clases son también estadísticamente distintas en el caso del parámetro $\rho'(0)$, y el valor de F es superior al correspondiente a l , lo que indica que las diferencias son más claras en este caso:

Tabla 3.4.4. Resultados del análisis de la varianza del parámetro $\rho'(0)$

	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
Inter-grupos	0,375	6	0,062	16,407	0,000
Intra-grupos	0,979	257	0,004		
Total	1,354	263			

En el caso del parámetro H las diferencias entre las clases son también claramente significativas:

Tabla 3.4.5. Resultados del análisis de la varianza del parámetro H

	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
Inter-grupos	1,258	6	0,210	40,018	0,000
Intra-grupos	1,347	257	0,005		
Total	2,605	263			

Los resultados que aquí se muestran confirman las apreciaciones realizadas anteriormente. Hay que destacar el número tan distinto de perfiles adquiridos en las diferentes clases, que hace que no se cumpla la hipótesis de homogeneidad de varianza del análisis ANOVA.

Los valores medios observados pueden servir de referencia para realizar estimaciones aproximadas de los parámetros de rugosidad en casos en los que no se cuente con mediciones de campo. No obstante, en el caso del parámetro l estos valores de referencia deben ser tomados con cautela debido a la gran variabilidad que muestra.

3.4.3. VARIABILIDAD DE LOS PARÁMETROS DE RUGOSIDAD MEDIOS POR PARCELA

La caracterización de la rugosidad a escala de parcela es de gran interés, dado que ésta es una escala de trabajo habitual tanto en las aplicaciones de la teledetección radar como en el estudio de otros fenómenos en los que interviene la rugosidad. Resulta, por consiguiente, interesante conocer cual es la variabilidad de los parámetros de rugosidad a esta escala, ya que esto permitirá evaluar la necesidad de adquirir un número mayor o menor de perfiles para poder estimar adecuadamente los parámetros de rugosidad medios de una parcela. Para estimar de forma estandarizada esta variabilidad se ha calculado el coeficiente de variación de los diferentes parámetros de rugosidad para cada parcela y cada fecha. Para ello se han empleado los cuatros perfiles de rugosidad adquiridos por parcela y fecha de medición.

La variabilidad a escala de parcela puede estar también relacionada con el tipo de laboreo que presente la superficie, ya que, como se ha visto, algunos parámetros muestran una mayor variabilidad en algunas clases determinadas de laboreo. Para estudiar la influencia del laboreo se ha calculado el coeficiente de variación medio por parcela para cada clase.

El coeficiente de variación medio por parcela es claramente superior en el caso del parámetro l que en el resto (Fig 3.4.10; Tabla 3.4.6). Además, se observa que su valor es generalmente mayor en las clases menos rugosas, aunque la clase *Sembrado compactado* muestra un coeficiente de variación bastante reducido (en torno al 40%).

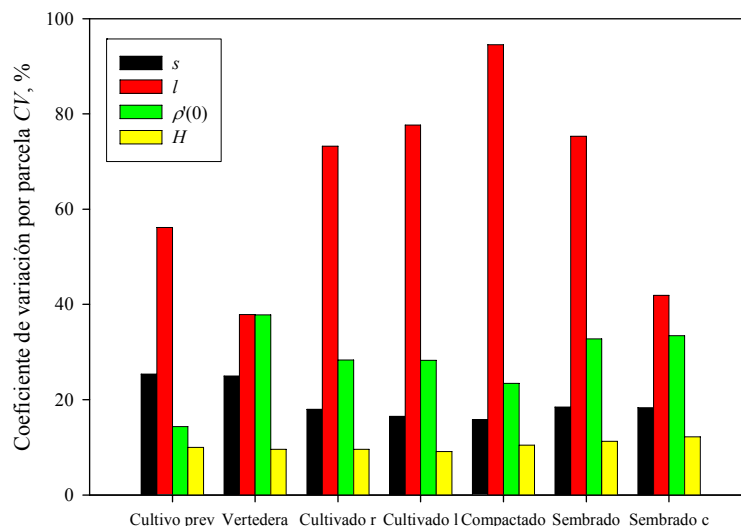


Figura 3.4.10. Coeficiente de variación medio por parcela de los diferentes parámetros en cada clase

El parámetro $\rho'(0)$ muestra una variabilidad considerable que llega casi al 40% en algunos casos (Fig 3.4.10; Tabla 3.4.6). La variabilidad del parámetro s es menor y oscila en torno al 25% en las clases rugosas, y al 15% en las parcelas más lisas. Los resultados de la clase *Cultivo previo* deben interpretarse con reservas, dado que representan a una única parcela.

Por último, el coeficiente de Hurst resulta ser el que tiene una menor variabilidad media por parcela, con valores inferiores a un 12% en todas las clases (Fig 3.4.10; Tabla 3.4.6).

Tabla 3.4.6. Coeficiente de variación medio por parcela de los diferentes parámetros de rugosidad evaluado para las distintas clases observadas

Clase	\overline{CV} de s (%)	\overline{CV} de l (%)	\overline{CV} de $\rho'(0)$ (%)	\overline{CV} de H (%)
Cultivo previo	25,4	56,2	14,4	10,0
Vertedera	25,0	37,9	37,8	9,6
Cultivado rugoso	18,0	73,2	28,4	9,6
Cultivado liso	16,5	77,7	28,3	9,1
Compactado	15,9	94,5	23,4	10,5
Sembrado	18,4	75,3	32,8	11,3
Sembrado compactado	18,3	41,9	33,4	12,2

En resumen, la variabilidad por parcela de los parámetros de rugosidad parece depender del tipo de laboreo que se haya realizado en cada parcela, a excepción del parámetro H , que muestra una variabilidad muy similar en todas las clases de rugosidad.

Esta variabilidad debe ser tomada en cuenta al emplear valores medios por parcela de los parámetros de rugosidad con cualquier fin. En concreto, en el caso de la estimación de la humedad del suelo mediante teledetección radar, esta variabilidad puede suponer una indeterminación muy importante, y a veces limitante, de cara a una adecuada estimación de la humedad.

3.4.4. INFLUENCIA DE LA ESCALA DE MEDIDA EN LOS PARÁMETROS DE RUGOSIDAD

En este apartado se analiza la influencia que características de los instrumentos de medición de rugosidad, como su intervalo de muestreo y longitud, tienen en los parámetros de rugosidad medidos. Se analizan los parámetros s , l , $\rho'(0)$ y H .

Para evaluar la influencia de estas dos características, intervalo de muestreo y longitud del perfilómetro, se han empleado diez perfiles pertenecientes a cada clase de rugosidad que han sido seleccionados aleatoriamente.

3.4.4.1. Influencia del intervalo de muestreo

La influencia del intervalo de muestreo se ha analizado comparando la magnitud y la variabilidad de los parámetros de rugosidad medidos a partir de los perfiles originales con los obtenidos a partir de perfiles sub-muestreados con intervalos de 1 cm y 2 cm. Estos intervalos son los que se han empleado más habitualmente en estudios de rugosidad superficial.

Los resultados obtenidos no muestran una variación clara en la magnitud ni en la variabilidad del parámetro s en función del intervalo de muestreo (Fig. 3.4.11). Las cuatro clases de rugosidad analizadas muestran valores de s medios independientes del intervalo de muestreo empleado, y su desviación típica se mantiene también prácticamente invariable.

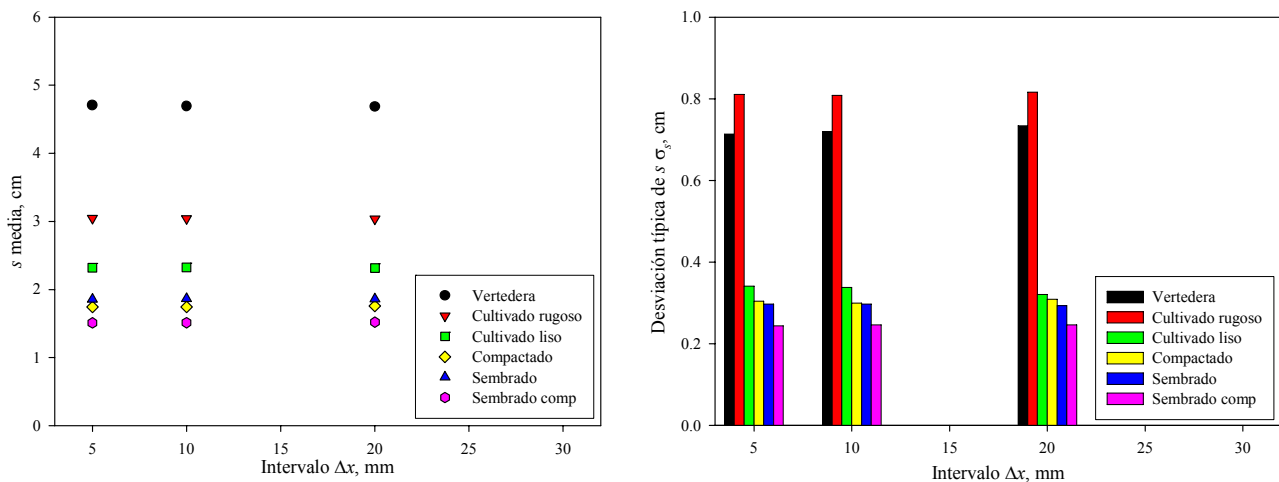


Figura 3.4.11. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro s

El caso del parámetro l es diferente (Fig. 3.4.12), ya que se observa un comportamiento distintos entre las clases más y menos rugosas. En general, en las clases rugosas el valor medio de l no varía significativamente conforme aumenta el intervalo de muestreo, además su variabilidad tampoco cambia significativamente. En las clases lisas los valores medios de l se reducen conforme aumenta el intervalo. Esta reducción es más acusada cuanto menos rugosa es la superficie. En este caso la desviación típica tampoco varía significativamente.

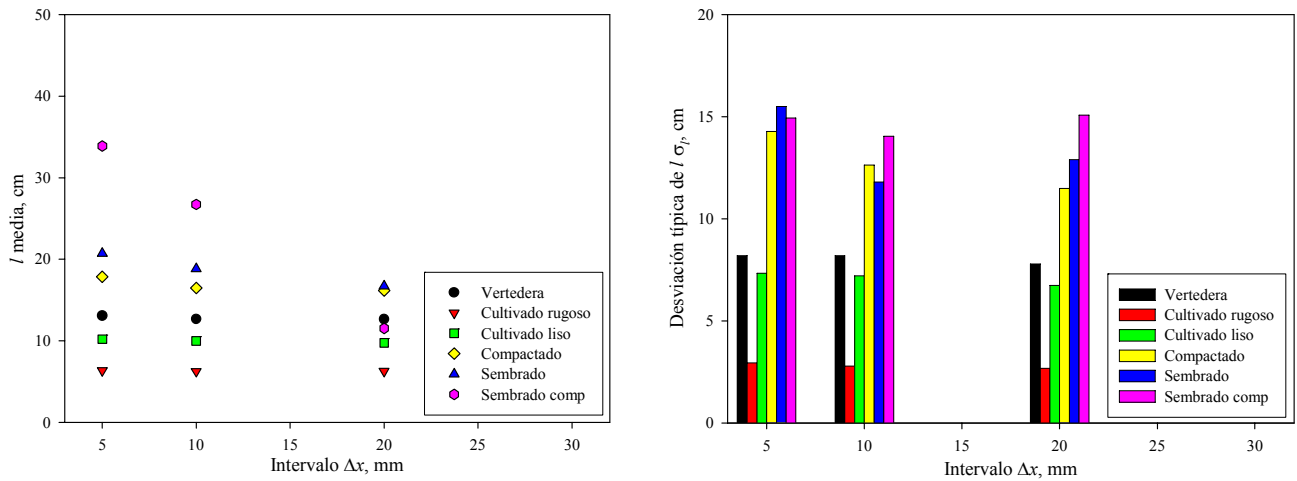


Figura 3.4.12. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro l

Los resultados obtenidos en el caso de la pendiente de la ACF en el origen $\rho'(0)$ se muestran en la Figura 3.4.13. En las clases más rugosas no se aprecian diferencias significativas ni en la magnitud ni en la variabilidad del parámetro en función del intervalo. Los resultados de las clases lisas son poco claros. En algunos casos el valor de $\rho'(0)$ parece reducirse según aumenta el intervalo y en otros aumenta. Lo mismo ocurre con su desviación típica, que en el caso de la clase *Sembrado compactado* aumenta mientras que en el resto se reduce. Es posible que una excesiva variabilidad en esta última clase sea la causante del brusco descenso que se observa en $\rho'(0)$ con el intervalo de 20 mm.

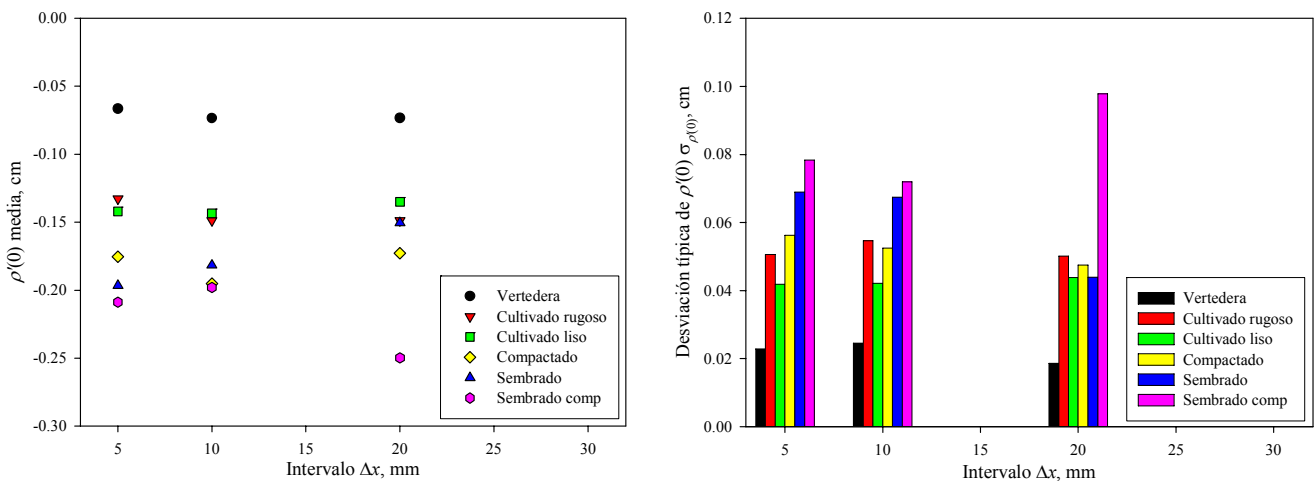


Figura 3.4.13. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro $\rho'(0)$

Por último, la influencia del intervalo de muestreo en la determinación del coeficiente de Hurst H es muy significativa (Fig. 3.4.14). Obviamente, al aumentar el valor del intervalo no se recoge la componente de la rugosidad de alta frecuencia. Por lo tanto, al calcular el valor de H en estos perfiles se está evaluando la fractalidad de la superficie a escalas mayores.

El descenso del valor de H según se aumenta el intervalo de muestreo es muy marcado, tanto en las clases rugosas como en las más lisas (Fig. 3.4.14). Además, parece que la variabilidad del parámetro aumenta a intervalos mayores. En definitiva, la determinación del coeficiente de Hurst H mediante perfiles adquiridos con intervalos superiores a 1 cm resulta complicada, ya que las superficies a estas escalas presentan un comportamiento poco fractal. La capacidad del coeficiente de Hurst medido de este modo para diferenciar las clases de rugosidad es reducida, ya que su valor disminuye y su variabilidad aumenta.

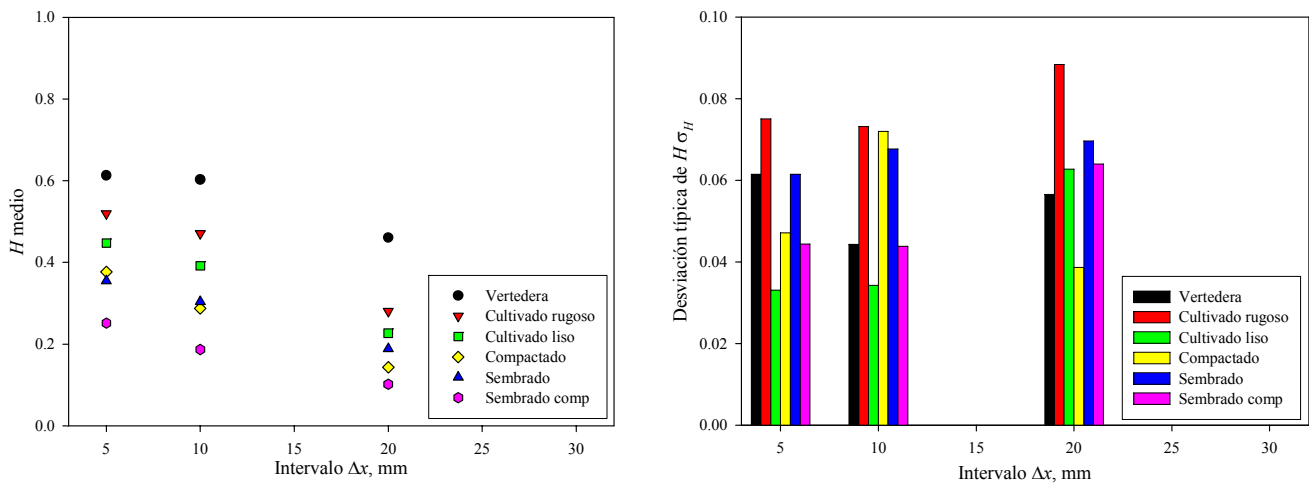


Figura 3.4.14. Influencia del intervalo de muestreo en el valor medio y la desviación típica del parámetro H , coeficiente de Hurst

3.4.4.2. Influencia de la longitud del perfil

Para analizar la influencia que la longitud de los perfiles adquiridos tiene en los parámetros medidos se procesaron diez perfiles por cada clase cuya longitud se redujo sucesivamente desde 5 m a 4, 3, 2, 1 y 0,5 m. Con estos perfiles se calcularon los valores medios y la desviación típica de los parámetros de rugosidad s , l , $\rho'(0)$ y H .

En la figura 3.4.15 se muestran los valores medios y la desviación típica de s para las diferentes clases y longitudes de perfil consideradas. Se puede apreciar que en todas las clases el valor medio de s se incrementa conforme aumenta la longitud de los perfiles. Este aumento parece ser más acusado en las clases más rugosas, pero es evidente en todas. Asimismo, se observa una reducción en la desviación típica de s , sobretudo en las clases más rugosas.

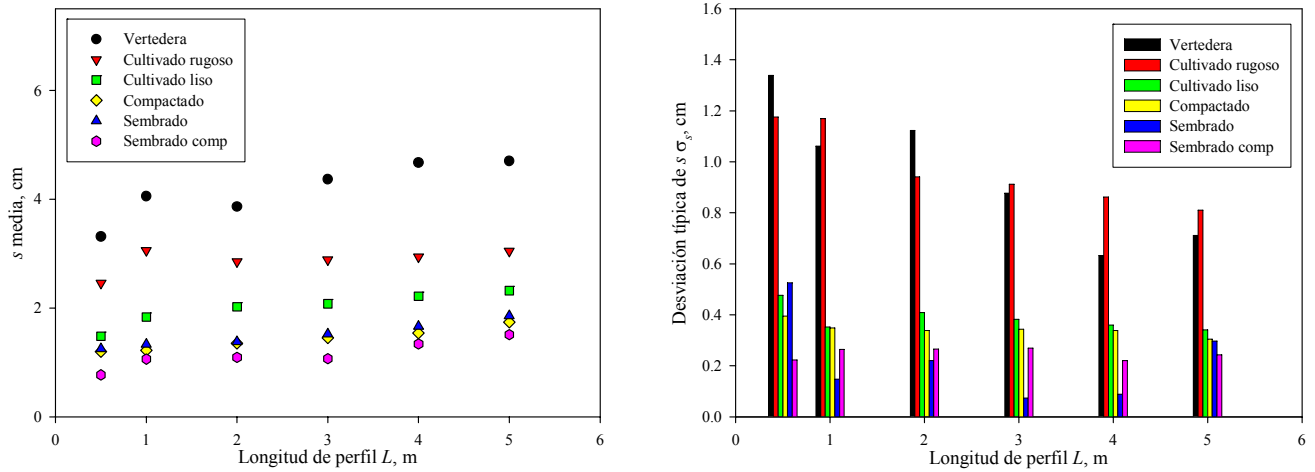


Figura 3.4.15. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica del parámetro s

En el caso del parámetro l también se observa un incremento en su valor medio conforme aumenta la longitud de los perfiles (Fig. 3.4.16). En este caso el crecimiento es más marcado en las clases menos rugosas, que con longitudes de perfiles de 0,5 m y 1,0 m toman valores mucho más bajos que con longitudes mayores. En las clases rugosas también se observa un aumento pero no tan significativo. Sin embargo, resulta llamativo que, al contrario que en el caso del parámetro s , la desviación típica de l no se reduce conforme aumenta la longitud de los perfiles. Con longitudes de perfil de 0,5 m y 1 m se observa una variabilidad muy baja en los valores de l .

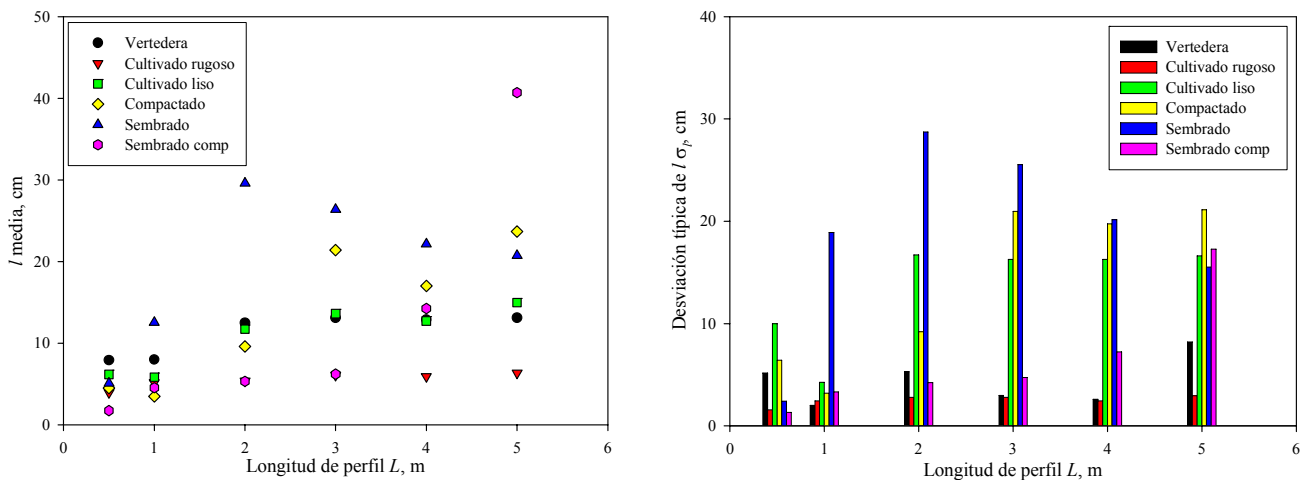


Figura 3.4.16. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica del parámetro l

La pendiente en el origen de la función de autocorrelación $\rho'(0)$ toma valores mayores conforme aumenta la longitud de los perfiles, lo que quiere decir que, en valor absoluto, la pendiente se hace menos pronunciada (Fig. 3.4.17). Las variaciones son más significativas en las clases menos rugosas, lo que concuerda con lo observado para el parámetro l . Sin embargo, en este caso la variabilidad del parámetro se reduce conforme aumenta la longitud del perfil. Esta reducción es, además, clara en todas las clases.

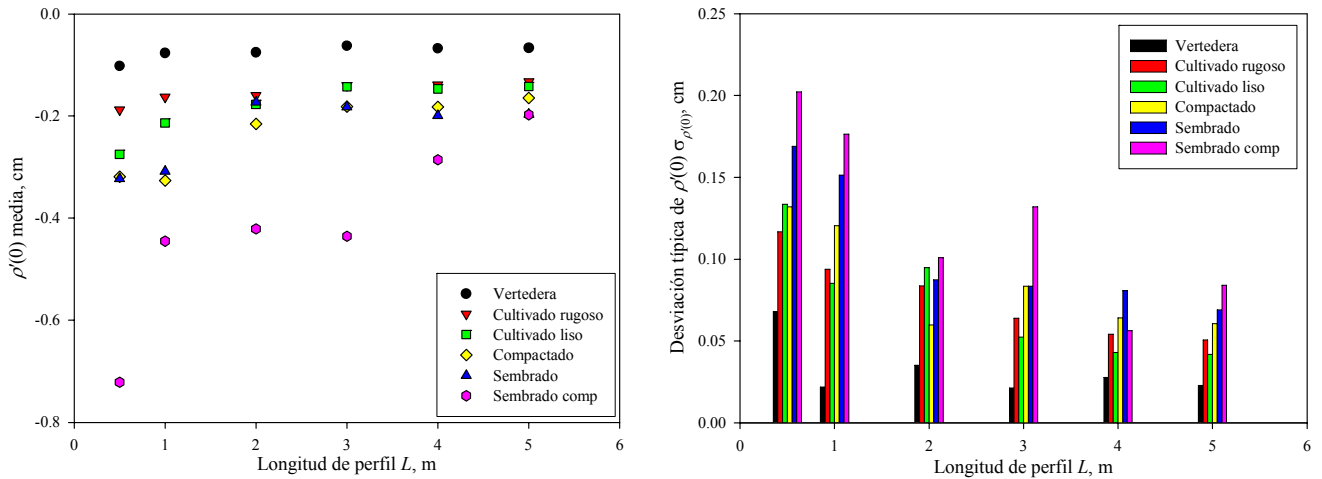


Figura 3.4.17. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica del parámetro $\rho'(0)$

Por último, el coeficiente de Hurst H , varía también en función de la longitud de los perfiles (Fig. 3.4.18). Su variación no es muy brusca, pero sí es evidente y gradual en todas las clases. Además de esto, su desviación típica se reduce claramente conforme aumenta la longitud, lo que pone de manifiesto que con longitudes de perfil cortas es difícil evaluar la fractalidad de la rugosidad superficial.

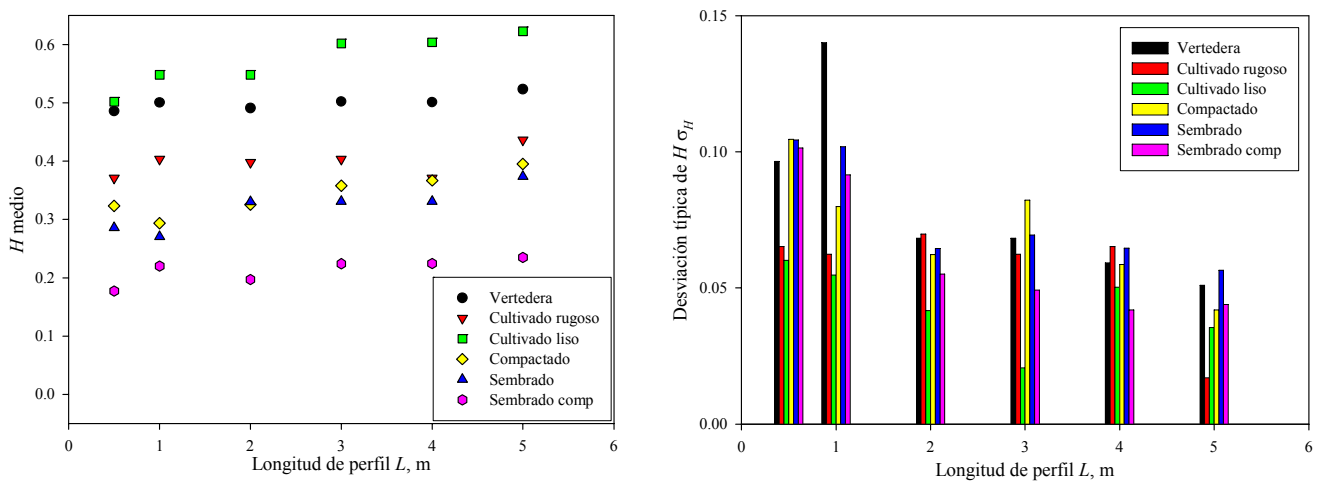


Figura 3.4.18. Influencia de la longitud del perfil en el valor medio y la desviación típica del parámetro H

3.4.5. EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL

Para evaluar la evolución temporal de la rugosidad superficial en la cuenca estudiada, se han analizado las medidas realizadas una vez finalizadas las labores de preparación del suelo. Se cuenta con un total de cuatro fechas en las que se realizaron mediciones tras la siembra: el 12 y el 28 de noviembre, el 17 de diciembre y el 1 de marzo. Además de esto, dos parcelas (193 y 135) se encontraban ya sembradas en la medición anterior, que fue el día 24 de octubre.

Por lo tanto, se ha observado cómo varían los valores medios por parcela de los diferentes parámetros de rugosidad a lo largo de las distintas fechas de medida.

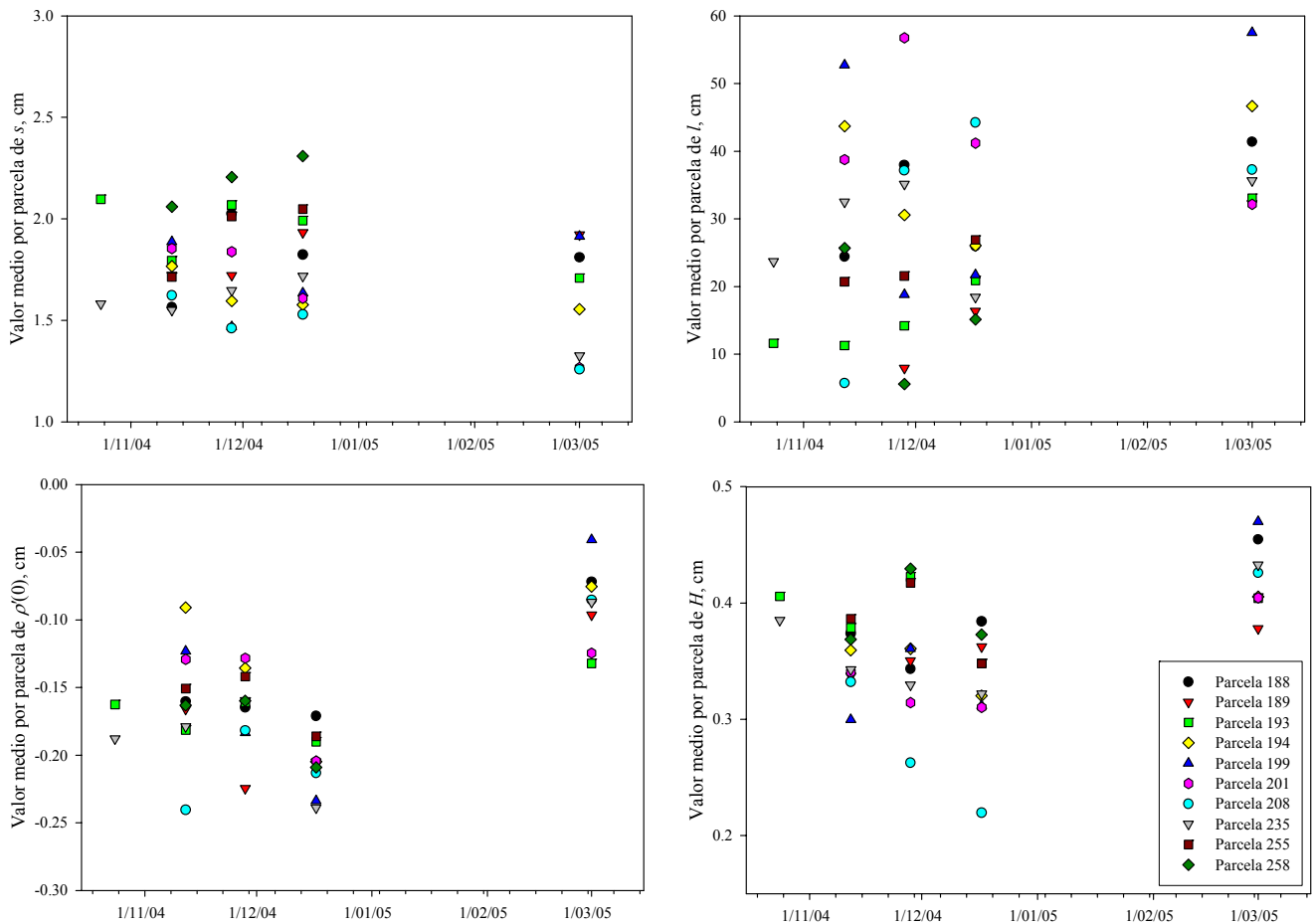


Figura 3.4.19. Evolución de los parámetros de rugosidad medios por parcela a lo largo de la campaña de estudio

Realizando un primer análisis cualitativo teniendo en cuenta todas las parcelas (Fig. 3.4.19), se puede observar que, en general, el valor de s tiende a reducirse, mientras que los valores de l , $\rho'(0)$ y H aumentan. En la figura 3.4.19 se puede observar que las diferencias más relevantes se producen en las mediciones realizadas el 1 de marzo. Entre las otras cuatro fechas de medición no se produjeron precipitaciones de gran entidad (Tabla 3.4.7).

Tabla 3.4.7. Precipitación acumulada entre las diferentes fechas de medición

Fecha	Precipitación acumulada (mm)	Precipitación parcial (mm)
24/10/2004	0,0	0,0
12/11/2004	72,7	72,7
28/11/2004	76,8	4,1
17/12/2004	113,4	36,6
01/03/2004	308,5	195,1

Por lo tanto, parece ser que la precipitación y demás fenómenos meteorológicos hacen que los valores de s se reduzcan, probablemente por el desmoronamiento y disgregación de terrones y agregados del suelo. El aumento de los valores de l puede deberse a una homogeneización de las superficies fruto de la migración de las partículas finas del suelo a los huecos existentes. El aumento de $\rho'(0)$ puede deberse al mismo fenómeno. Por último, el aumento de H indica una fractalidad mayor de las superficies agrícolas tras ser sometidas a los fenómenos naturales.

Más allá de lo meramente descriptivo, es importante cuantificar estas variaciones y evaluar su significación. Resulta de gran interés conocer cómo estas variaciones pueden afectar a las estimaciones medias por parcela de los parámetros de rugosidad, principalmente por el hecho de que el considerar la rugosidad homogénea a lo largo del ciclo de cultivo de los cereales puede facilitar en gran medida la estimación de la rugosidad mediante teledetección radar.

Para evaluar la significación de la reducción de la rugosidad se compara el grado de variación de los parámetros (en %) entre la primera y la última fecha con su variabilidad por parcela, medida mediante su coeficiente de variación medio (en %) (Tabla 3.4.8).

Tabla 3.4.8. Variación de los parámetros de rugosidad medios de cada parcela entre la primera y la última fecha de medición (Δ parámetro). El signo negativo indica reducción y el positivo aumento. Se muestra también el coeficiente de variación medio para cada parcela de los parámetros (CV). Los valores de las parcelas 255 y 258 se muestran sombreados porque en estas parcelas no se realizaron mediciones en la última fecha

Parcela	Parámetro s		Parámetro l		Parámetro $\rho'(0)$		Parámetro H	
	Δs (%)	$CV s$ (%)	Δl (%)	$CV l$ (%)	$\Delta \rho'(0)$ (%)	$CV \rho'(0)$ (%)	ΔH (%)	$CV H$ (%)
188	+15,7	20,6	+69,7	71,1	+55,2	50,0	+21,7	11,1
189	+11,6	16,7	+27,1	86,9	+42,0	24,0	+12,1	11,0
193	-18,5	14,5	+184,5	93,7	+18,7	26,9	-0,4	13,6
194	-11,9	12,0	+6,7	48,7	+17,2	25,8	+12,8	11,5
199	+1,4	21,1	+9,1	65,4	+66,9	33,3	+56,8	9,7
201	-31,7	19,0	-17,0	64,9	+3,5	43,8	+18,8	7,2
208	-22,5	18,3	+553,6	41,9	+64,5	33,4	+28,2	12,2
235	-16,1	25,9	+50,5	72,3	+53,8	26,0	+12,4	12,1
255	+19,6	18,0	+29,9	96,2	-23,4	33,3	-10,0	13,9
258	+12,1	16,8	-41,1	81,5	-28,0	36,5	+1,1	11,6

En la tabla 3.4.8 se puede apreciar que el parámetro s se reduce en la mayoría de las parcelas, aunque en varias su valor aumenta (188, 189 y 199). En cualquier caso, se puede apreciar que la magnitud de las variaciones es similar al coeficiente de variación

de s correspondiente. A excepción de la parcela 201, en la que se produce una reducción del 31% en el valor de s y su CV es del 19%, en el resto de parcelas las variaciones oscilan entre el 10% y el 20% y el CV también.

Asimismo, en el caso del parámetro l , se observa que su variabilidad por parcela (CV) es, en general, superior, o del orden de su incremento. A excepción de las parcelas 193 y 208.

La pendiente en el origen de la ACF $\rho'(0)$ se reduce (en valor absoluto) en todas las parcelas. Esta reducción es además claramente superior a su CV correspondiente en el caso de las parcelas 189, 199, 208 y 235. De forma similar, el parámetro H se incrementa en casi todas las parcelas y su incremento supera claramente el CV correspondiente en las parcelas 188, 199, 201 y 208.

En definitiva, los parámetros de rugosidad varían gradualmente en respuesta a los fenómenos meteorológicos. Sin embargo, en el caso de s y l , estas variaciones pueden no ser excesivamente importantes ya que son del orden de la variabilidad espacial de estos parámetros. En el caso de H las variaciones son claramente superiores a su variabilidad espacial, por lo que este parámetro resulta más sensible.

3.5. CONCLUSIONES

Las conclusiones que se pueden extraer de este capítulo son bastante diversas. En general, se ha tratado de buscar respuestas a las cuestiones planteadas en la introducción y en los objetivos. Las conclusiones más importantes se presentan bajo los siguientes epígrafes:

– **Diseño de un perfilómetro láser para la medición de la rugosidad en campo**

El perfilómetro que se ha diseñado en el marco de la presente tesis doctoral constituye una **herramienta de inestimable utilidad para el estudio de la rugosidad superficial**.

No se han detectado problemas o defectos en esta primera campaña de mediciones que aquí se presenta. Además, el funcionamiento del instrumento resulta adecuado y su empleo en condiciones de campo factible.

El tratamiento de los datos adquiridos mediante el perfilómetro es sencillo y rápido. La corrección de la deformación del bastidor por el pandeo es el único tratamiento adicional que ha sido necesario realizar.

Los datos que el perfilómetro proporciona son de gran utilidad y permiten estudiar fenómenos como, por ejemplo, la naturaleza fractal de las superficies, que con otros instrumentos más modestos no sería posible.

En definitiva, el desarrollo de un instrumento de estas características permite continuar y profundizar en esta interesante línea de investigación.

– **Comparación entre los diferentes parámetros de rugosidad**

Se ha observado un **comportamiento bastante diferente entre los distintos parámetros de rugosidad estudiados**. La desviación estándar de las alturas s representa el parámetro empleado más habitualmente y constituye un **parámetro de gran utilidad para diferenciar las clases de rugosidad habituales en las superficies agrícolas**. Su variabilidad es algo elevada pero no tanto como la de otros de los parámetros observados.

La **longitud de correlación l resulta ser un parámetro con una altísima variabilidad**. Fruto de esta variabilidad es la **incapacidad del parámetro para diferenciar las clases de rugosidad estudiadas**. Los perfiles de las diferentes clases toman, habitualmente, rangos de valores de l muy parecidos, por lo que es difícil proponer valores de referencia de este parámetro.

La **pendiente de la función de autocorrelación $\rho'(0)$ puede ser un adecuado sustituto de l** , en tanto que representa, al igual que éste, la dimensión horizontal de la rugosidad y su variabilidad es significativamente menor. **Es un parámetro más estable y la diferenciación de las clases resulta más adecuada que con l** .

Por último, los **parámetros fractales** **dimensión fractal D** y **coeficiente de Hurst H** , parecen ser adecuados para diferenciar las clases de rugosidad observadas y su **variabilidad es además extremadamente baja**. Resultan además **sensibles a las variaciones causadas por la precipitación** en la rugosidad y su fundamento teórico es interesante y atractivo. No obstante, **las superficies agrícolas estudiadas no muestran una naturaleza estrictamente fractal**, lo que puede limitar el análisis llevado a cabo con estos parámetros.

En la sección de resultados se proponen valores de los parámetros de rugosidad mencionados que pueden ser empleados como **valores de referencia** en ocasiones en que no se hayan llevado a cabo mediciones de rugosidad y se conozca únicamente la clase de laboreo.

– Variabilidad por parcela de los parámetros de rugosidad

El análisis del coeficiente de variación por parcela de los diferentes parámetros de rugosidad resulta muy interesante.

En primer lugar, el parámetro s muestra una **variabilidad en torno al 15% o 25%**, que es **mayor en las clases más rugosas**. La **variabilidad del parámetro l es mucho mayor**, ya que, en ocasiones, llega a tomar valores cercanos al 100% y habitualmente es superior al 35%. Esta variabilidad es además **más acusada en las clases menos rugosas**.

El parámetro $\rho'(0)$ tiene una variabilidad por parcela que varía entre el **14% y el 37%**, considerablemente menor que la de l . Por último, el coeficiente de Hurst H resulta ser el parámetro con una menor variabilidad que **en ningún caso supera el 12%**.

Conocer el rango de variabilidad de los parámetros permite evaluar la fiabilidad de las estimaciones que a posteriori se realicen a partir de éstos. En el caso de la estimación de la humedad del suelo mediante teledetección radar esto puede ser de gran interés para conocer el rango de error en el que se encuentran las estimaciones realizadas.

– Influencia del intervalo de muestreo en los parámetros de rugosidad

El intervalo de muestreo de los instrumentos empleados para medir la rugosidad ha demostrado ser un aspecto clave para la medición de algunos parámetros, mientras que apenas influye en otros. El parámetro s **apenas varía entre las estimaciones realizadas con intervalos de 0,5 cm y 2 cm**. Por lo tanto, no es necesario contar con perfilómetros muy detallados para medir este parámetro.

De forma similar, el parámetro l únicamente varía significativamente con el intervalo de medida en el caso de **superficies poco rugosas**. Asimismo, $\rho'(0)$ no muestra unas variaciones claras.

El parámetro que resulta **extremadamente sensible** al intervalo de muestreo es el coeficiente de Hurst H . Por lo tanto, **parece importante contar con mediciones**

adquiridas en intervalos muy detallados para estudiar el comportamiento fractal de la rugosidad y este tipo de parámetros.

– **Influencia de la longitud de los perfiles en los parámetros de rugosidad**

La longitud de los perfiles ha demostrado ser un aspecto clave a la hora de medir la rugosidad. **Todos los parámetros estudiados incrementan su magnitud según aumenta la longitud de los perfiles medidos.** Sin embargo, si bien en algunos casos la variabilidad de las mediciones se reduce conforme aumenta la longitud, esto no ocurre en todos los casos. **En el caso del parámetro l no se aprecia una reducción en la variabilidad de sus medidas según aumenta la longitud de los perfiles.**

La pregunta formulada inicialmente sobre la longitud necesaria para medir adecuadamente la rugosidad en estudios de teledetección radar no resulta fácil de responder. Si bien parece evidente que la rugosidad superficial está compuesta por componentes de diferente frecuencia, y que los componentes de baja frecuencia únicamente se pueden captar con perfiles de longitudes largas, **no está del todo claro que estos componentes de larga frecuencia intervengan de forma importante en el fenómeno de la retrodispersión.** Para esclarecer este tema sería necesario contar con mediciones de rugosidad realizadas simultáneamente con una serie extensa de observaciones radar. En un experimento de este tipo sería posible analizar qué longitud de perfil produce unos resultados más acordes con las mediciones del sensor.

– **Evolución temporal de los parámetros de rugosidad**

Por último, el análisis realizado sobre la influencia de la precipitación y otros fenómenos meteorológicos en la reducción de la rugosidad en superficies agrícolas permite extraer varias conclusiones. En primer lugar, parece evidente que dicha reducción de la rugosidad **se produce en condiciones típicas de periodos de invierno en zonas con cultivos de cereal.** Este fenómeno causa una **reducción en los valores de s y un aumento en el resto de parámetros estudiados: l , $\rho'(0)$ y H .**

Sin embargo, la magnitud de esta reducción habitualmente **no es relevante** al estimar los valores medios por parcela de los parámetros de rugosidad. En la campaña de estudio analizada se observa que la magnitud de su variación es habitualmente cercana a su variabilidad espacial.

Una excepción a esta afirmación es el caso del parámetro H , cuyo valor aumenta marcadamente conforme avanza el tiempo. **Este parámetro resulta, por lo tanto, mucho más sensible que los demás a la precipitación.**

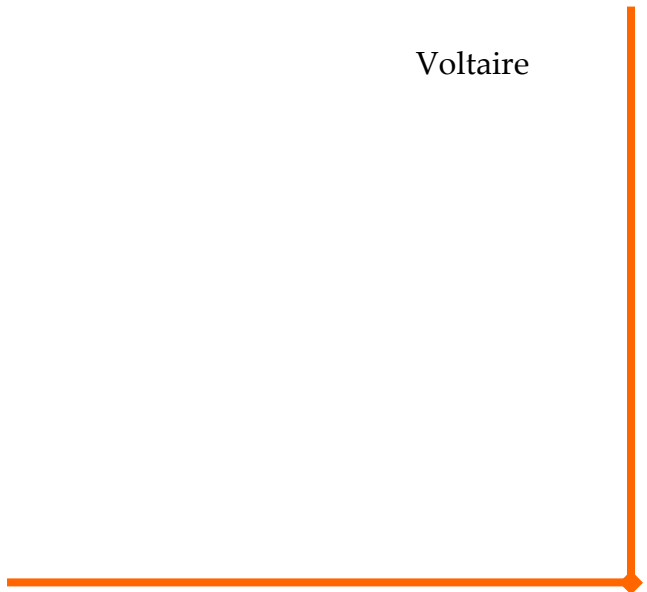
En el caso del resto de parámetros, a efectos prácticos, **parece factible considerar la rugosidad constante a lo largo de la temporada invernal en condiciones similares a las de este estudio.**

Capítulo 4.

CONCLUSIONES

La ignorancia afirma o niega rotundamente,
la ciencia duda.

Voltaire



En este capítulo se resumen brevemente las conclusiones más importantes que se pueden extraer de esta tesis doctoral.

1. Debido a la complejidad del fenómeno de la dispersión de las microondas en la superficie del suelo la estimación de la humedad superficial mediante teledetección radar no es sencilla. Por lo tanto, resulta complicado establecer relaciones simples entre el coeficiente de retrodispersión observado sobre una zona y su humedad superficial.
 - ⇒ La inversión de los modelos de retrodispersión constituye la alternativa más sólida para una estimación de la humedad en condiciones generales, en las que la rugosidad y el ángulo de incidencia pueden variar.
 - ⇒ El *Integral Equation Model* (IEM) es el modelo que representa con mayor rigor el fenómeno de la retrodispersión. Asimismo, hay otros modelos de tipo empírico que son interesantes dado que no requieren del parámetro de rugosidad l (longitud de correlación). La principal limitación del IEM es la correcta caracterización de los parámetros de rugosidad que requiere. La alta variabilidad espacial de los parámetros se une a la gran sensibilidad del modelo a los mismos, lo que hace que sea difícil realizar estimaciones detalladas de humedad.
 - ⇒ La aplicabilidad del modelo de Oh *et al.* (1992) a la estimación de la humedad superficial del suelo en superficies de rugosidad baja o moderada es limitada, teniendo en cuenta que el ángulo de incidencia recomendado para el estudio de la humedad es cercano a los 20° y que el funcionamiento del modelo con ángulos de incidencia bajos no es adecuado. El modelo posterior de Oh (2004) proporciona unos resultados más adecuados.
 - ⇒ Es posible desarrollar metodologías combinando modelos de retrodispersión y observaciones de diferente tipo. Sin embargo, la validez de este tipo de técnicas debe ser evaluada cuidadosamente en cuanto a su aplicabilidad en diferentes condiciones de humedad, rugosidad y ángulo de incidencia.
 - ⇒ En presencia de una capa de vegetación somera como, por ejemplo, una cubierta de cereal, es posible asumir que la cubierta únicamente atenúa la respuesta del suelo. Esta atenuación se puede corregir de forma sencilla empleando el *Water Cloud Model* (WCM).
2. A medida que aumenta el grado de agregación, o tamaño del área de estudio, la influencia de la variabilidad de la rugosidad se reduce. En este caso en concreto, a escala de cuenca (con una superficie de $1,68 \text{ km}^2$) es posible realizar estimaciones de humedad superficial del suelo con un grado de fiabilidad adecuado (error en torno a $0,06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).
3. La rugosidad superficial constituye uno de los principales escollos en la estimación de la humedad superficial del suelo a partir de teledetección radar. Para estudiarla de forma adecuada se ha diseñado un perfilómetro láser que ha demostrado ser una herramienta de inestimable utilidad.

- ⇒ Entre los múltiples parámetros que se han empleado para caracterizar la rugosidad la desviación estándar de las alturas resulta apta para separar diferentes clases de rugosidad y su variabilidad espacial no es demasiado alta.
- ⇒ La longitud de correlación no permite diferenciar estados de rugosidad distintos y su variabilidad espacial es altísima. Existen otros parámetros, que representan la componente horizontal de la rugosidad, como la pendiente en el origen de la función de autocorrelación, que resultan más estables.
- ⇒ La caracterización de la longitud de correlación en aplicaciones de teledetección radar se puede abordar estudiando su relación con la desviación estándar de las alturas. No obstante, se debe estudiar a fondo la validez de las expresiones que se han propuesto, así como su relación con los parámetros de adquisición de las imágenes.
- ⇒ La rugosidad superficial se puede describir también como un proceso fractal, empleando para ello parámetros como la dimensión fractal D o el coeficiente de Hurst H . Estos parámetros tienen una variabilidad muy reducida y parecen ser adecuados para separar distintas clases de rugosidad.
- ⇒ La escala con la que se mida la rugosidad influye en la magnitud y variabilidad de los parámetros medidos. En concreto, el intervalo de muestreo debe ser lo suficientemente detallado para caracterizar la rugosidad mediante parámetros fractales. Este intervalo es también determinante para medir correctamente la longitud de correlación en superficies poco rugosas. La influencia de la longitud de los perfiles en los parámetros de rugosidad es más evidente. Todos los parámetros de rugosidad incrementan su magnitud según aumenta la longitud de los perfiles medidos. Esta variación responde a que según se incrementa la longitud se incluyen componentes de la rugosidad de baja frecuencia que con perfilómetros cortos no se pueden apreciar. Sin embargo, no está claro que estos componentes intervengan de forma importante en la retrodispersión.
- ⇒ La caracterización de la rugosidad superficial a escala de parcela resulta delicada debido a su variabilidad espacial. El parámetro que tiene una variabilidad por parcela mayor es la longitud de correlación, con valores generalmente superiores al 35%. La desviación estándar de las alturas y la pendiente en el origen de la función de autocorrelación varían aproximadamente entre un 15% y un 35%. Por último, el coeficiente de Hurst muestra una variabilidad por parcela muy reducida que no suele superar el 12%.
- ⇒ La precipitación causa una reducción de la rugosidad que hace que se reduzcan los valores de la desviación estándar de las alturas y se incrementen los del resto de parámetros. No obstante, cuando se trata de caracterizar la rugosidad media de una parcela o de un área de una determinada extensión, la variación de los parámetros a lo largo de un periodo de invierno medio es en magnitud similar a la variabilidad espacial de los parámetros. Por lo tanto, esta reducción de la rugosidad no reviste mayor importancia, salvo en el caso de los parámetros fractales, que resultan mucho más sensibles a la precipitación.

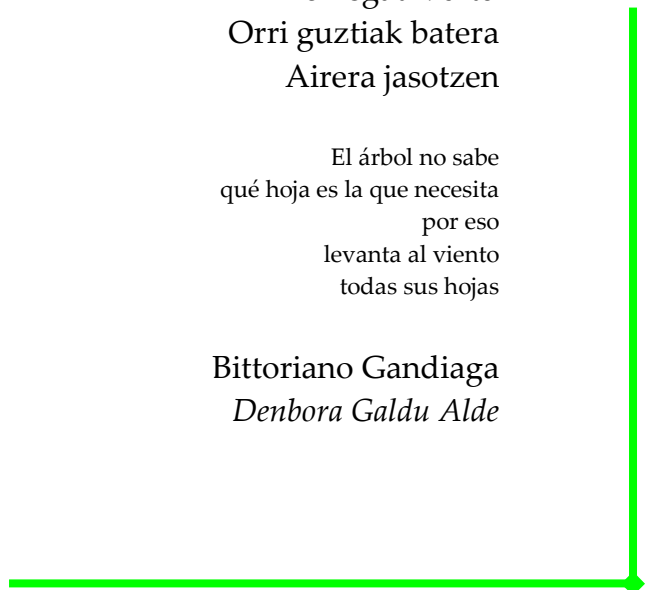
Capítulo 5.

LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

Arbolak ez daki
Zein orri duen beharren
Horregatik ditu
Orri guztiak batera
Airera jasotzen

El árbol no sabe
qué hoja es la que necesita
por eso
levanta al viento
todas sus hojas

Bittoriano Gandiaga
Denbora Galdu Alde



5.1. INTRODUCCIÓN

El objeto de este capítulo parte de la concepción de una tesis doctoral como algo relativamente inconcluso que proporciona al doctorando una introducción, más o menos exitosa, al mundo de la investigación.

En este contexto se elabora este capítulo. Tomando como punto de partida las conclusiones mencionadas en el capítulo anterior, se proponen tres líneas de investigación principales: (1) la propia estimación de la humedad superficial del suelo a partir de imágenes radar, (2) el estudio a fondo de la rugosidad superficial y (3) la incorporación de observaciones de humedad en la simulación hidrológica.

En las secciones siguientes se desarrollan de forma breve las vías a seguir en cada una de estas líneas y el trabajo ya avanzado en algunas de ellas.

5.2. ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE TELEDETECCIÓN RADAR

La teledetección radar es una disciplina que se encuentra en pleno desarrollo y cuyas perspectivas de futuro son prometedoras. Las principales agencias espaciales están desarrollando sensores que proporcionarán observaciones con un mayor grado de detalle y mejores potencialidades.

En este ámbito la línea a seguir tiene diversos frentes. En primer lugar, se seguirá profundizando en la cuestión de la escala espacial a la que es posible estimar la humedad de forma fiable. Se tratará de trabajar con cuencas de mayor superficie y parcelas de distinto tamaño. El objetivo consistirá en confirmar, en base a las conclusiones aquí extraídas, que la fiabilidad de las estimaciones se encuentra relacionada con el tamaño de las parcelas o cuencas estudiadas.

La cuestión de la escala tiene un gran interés ya que en una situación ideal sería posible analizar, a partir de imágenes radar, los patrones de humedad dentro de una cuenca o, incluso, dentro de las parcelas. Esto permitiría estudiar la estabilidad espacial y temporal de la humedad en las diferentes zonas de una cuenca, lo que reportaría beneficios claros en ámbitos como la detección de las zonas más vulnerables a sufrir daños por sequía o plagas. En última instancia sería posible ayudar en la toma de decisiones sobre temas de manejo agrícola o ambiental.

Otro frente a desarrollar es el de la corrección de la atenuación de la vegetación en zonas cerealistas. Los resultados presentados en el capítulo 2, muestran que la corrección de la influencia de la vegetación se puede abordar de forma sencilla mediante el WCM. Las zonas cultivadas con cereales de secano reúnen unas condiciones óptimas para el empleo de este modelo. En estas zonas, la cubierta vegetal solamente constituye un verdadero impedimento a la estimación de la humedad en la última fase del ciclo fenológico, lo que representa un espacio de tiempo de dos a tres meses (entre mayo y julio aproximadamente). En el resto del ciclo de cultivo es suficiente conocer el contenido de humedad de la cubierta por unidad de superficie, el cual se encuentra directamente relacionado con la biomasa de la misma. Esta biomasa se puede relacionar con diferentes índices de vegetación calculados a partir de imágenes ópticas.

Por lo tanto, se tratará de abordar la corrección de la atenuación por medio de imágenes ópticas multitemporales, sin necesidad de adquirir mediciones de campo de los parámetros de vegetación. En este sentido, se trabajarán aspectos como el análisis de los diferentes índices de vegetación existentes o las fechas en las que deben adquirirse las imágenes ópticas.

Por último, dentro de esta línea de trabajo, se continuará estudiando la inversión de los diferentes modelos de retrodispersión y su aplicabilidad a las condiciones típicas de los cultivos de cereales de invierno. Se seguirá evaluando la aptitud de cada modelo en diferentes condiciones de rugosidad y ángulo de incidencia, tratando de confirmar las conclusiones aquí presentadas. Se continuará trabajando en el marco de la combinación

de modelos de retrodispersión, ya que puede constituir una herramienta interesante para reducir el número de incógnitas del problema.

Además, se intentarán aplicar y adaptar los conocimientos adquiridos al estudio de las observaciones realizadas por la nueva generación de sensores radar que está por llegar. Será también necesario iniciarse en técnicas como la polarimetría o la interferometría, que permiten extraer otro tipo de información complementaria y que, a priori, se desarrollarán de forma más intensa en un futuro próximo.

5.3. ESTUDIO DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

En el capítulo 3 se han puesto de manifiesto algunas cuestiones relacionadas con la rugosidad superficial que, a día de hoy, no quedan completamente claras. La rugosidad superficial es una variable que debe ser estudiada a fondo, sobretodo en su relación con los diferentes procesos que se producen en las superficies agrícolas y naturales, dado que la mayoría de estudios se han llevado a cabo en condiciones de laboratorio o parcelas experimentales sometidas a unas condiciones muy específicas.

La escala a la que se deben medir los parámetros de rugosidad para aplicaciones radar es una cuestión aún por resolver. ¿Es necesario tener en cuenta los componentes de baja frecuencia? ¿Dónde está el límite entre lo que denominamos rugosidad y lo que denominamos relieve?

La relación de los parámetros de rugosidad con el laboreo es clara, pero ¿es posible tomar valores de referencia de los distintos parámetros en función del laboreo? En futuras campañas se evaluará la validez de los valores medios para cada clase medidos en esta tesis.

El estudio de los diferentes parámetros de rugosidad que se han propuesto es también un campo de gran interés. Caracterizaciones como la basada en la geometría fractal o el análisis espectral permiten aplicar descripciones desarrolladas en otros ámbitos al estudio de la rugosidad. Queda mucha labor por realizar en lo que concierne al análisis de la adecuación de estas descripciones a las superficies agrícolas, así como al resto de superficies naturales.

La variabilidad espacial de los diferentes parámetros de rugosidad, su relación con las diferentes técnicas de laboreo o con la precipitación acaecida son aspectos que deben ser estudiados más intensamente. En determinados casos esta variabilidad espacial puede limitar el empleo de la teledetección radar. Por lo tanto, es necesario conocer qué rango de error puede implicar en la estimación de la humedad un determinado grado de variabilidad de la rugosidad.

La influencia de la variabilidad espacial de la rugosidad en otros fenómenos como, por ejemplo, la estimación de la retención superficial de la precipitación o el arranque de sedimentos, no se ha evaluado hasta la fecha. En un futuro se tratará de estudiar las implicaciones que dicha variabilidad pueda tener en estos ámbitos.

En un escenario óptimo en el que existiesen sensores radar de configuración múltiple, sería, en principio, posible estimar los parámetros de rugosidad superficial además de la humedad del suelo. En este caso se abriría un campo enorme de investigación en el que habría que evaluar la utilidad de tales estimaciones de rugosidad en ámbitos como el estudio de la erosión o diferentes procesos hidrológicos. Habría que analizar si la escala a la que se estiman los parámetros de rugosidad mediante teledetección coincide con la escala de rugosidad de las aplicaciones de interés. También sería necesario estudiar cómo incorporar las estimaciones de rugosidad a modelos hidrológicos y de erosión.

5.4. INCORPORACIÓN DE LAS OBSERVACIONES DE HUMEDAD A MODELOS HIDROLÓGICOS

En el capítulo primero, se han mencionado brevemente algunas de las aplicaciones hidrológicas para las que sería útil la estimación de la humedad superficial del suelo mediante teledetección radar. En un futuro, en el hipotético escenario en el que esta técnica fuera completamente operacional, la comunidad científica del ámbito de la hidrología debería estar preparada para hacer el mejor uso posible de esta valiosa información. En este contexto, el doctorando tratará de profundizar en dos aplicaciones distintas. La primera es la evaluación, calibración y validación de modelos hidrológicos mediante observaciones de humedad y la segunda es la asimilación de las observaciones de humedad en modelos hidrológicos de tipo continuo.

5.4.1. Evaluación, calibración y validación de modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos describen los procesos mediante ecuaciones simplificadas en las que se introducen parámetros que representan diversas características del sistema. Dichos parámetros se pueden determinar mediante mediciones directas, estimándolos indirectamente a partir de otros parámetros o calibrándolos; es decir, ajustando su valor hasta que las predicciones del modelo alcancen el grado de fiabilidad deseado.

La medición directa y la estimación de los parámetros son problemáticas por varias razones. En primer lugar, las técnicas de medición empleadas incurren en un determinado grado de error. Por otro lado, la estimación de unos parámetros a partir de otros es incluso más arriesgada, ya que a los eventuales errores de medición del primero, se suman los errores propios de la estimación del segundo. Estimación que generalmente se basa en relaciones válidas para determinados casos pero de ningún modo universales.

Por otro lado, la determinación de los parámetros se encuentra con el problema de escala. Generalmente, los modelos hidrológicos emplean descripciones de procesos desarrolladas para sistemas homogéneos a escalas muy detalladas, bajo la asunción de que las mismas descripciones pueden ser empleadas a escalas mayores con los mismos parámetros (Eckhardt *et al.*, 2005). Esto contrasta con la escala de trabajo de los modelos, que generalmente puede variar entre un tamaño de celda de 10 x 10 m, en modelos distribuidos muy detallados, y cientos de km² en modelos que trabajan a escalas regionales o continentales. Obviamente, las ecuaciones en las que se basan la mayoría de los modelos no contemplan la heterogeneidad espacial que se puede producir a las diferentes escalas de trabajo, ni la variabilidad temporal en la magnitud de dichos parámetros. Los valores que toman los parámetros a las escalas de trabajo de los modelos pueden ser significativamente diferentes de los valores de los mismos medidos en campo (Mertens *et al.*, 2004). Por este motivo, frecuentemente se ha destacado la gran incertidumbre que conlleva la estimación de los parámetros a la escala de trabajo de los modelos (Piñol *et al.*, 1997; Franks *et al.*, 1998).

La calibración de los modelos, permite reducir la incertidumbre en la estimación de estos parámetros y corregir además deficiencias derivadas de la propia estructura de los

modelos y de las aproximaciones en las que estos se basan (Franchini *et al.*, 1996; Franks *et al.*, 1998). Por medio de la calibración, se determina el conjunto de valores de parámetros óptimo que proporciona unos mejores resultados en las predicciones del modelo. Este conjunto de valores de parámetros denominado *efectivo* u *óptimo* se obtiene habitualmente evaluando alguna de las variables estimadas por el modelo y optimizando una función objetivo que refleja la bondad de las estimaciones del modelo frente a una serie de mediciones de referencia. Generalmente, y como consecuencia de la cada vez más habitual existencia de cuencas aforadas, se emplea como referencia la estimación del caudal de descarga. El criterio o función de optimización empleado más habitualmente es el denominado criterio de eficiencia de Nash y Sutcliffe (1970). En otras ocasiones se han empleado otros criterios como, por ejemplo, el error medio cuadrático *rmse* entre los caudales simulados y los observados en un periodo de tiempo determinado (Pauwels *et al.*, 2001).

La forma más habitual de calibrar un modelo, consiste en variar, en un rango razonable, el valor de los parámetros a los que el modelo es más sensible hasta obtener un valor máximo de eficiencia. Este proceso se puede realizar de forma manual o automática. La calibración manual es considerada en general como la más realista (Zhang y Lindstrom, 1997), pero es un proceso tedioso y los resultados obtenidos dependen en gran medida de la experiencia del hidrólogo y de su conocimiento del modelo. Por otro lado, la calibración automática puede ser más rápida y permite, en general, realizar un mayor número de simulaciones de prueba. Sin embargo, la calibración automática no está exenta de problemas. Los más habituales son la no consideración de la interdependencia entre diferentes parámetros y la dependencia de los valores calibrados de los parámetros en su estimación inicial (Zhang y Lindstrom, 1997). Se han desarrollado diversos esquemas de calibración automática (Beven y Binley, 1992; Eckhardt *et al.*, 2005) y actualmente se sigue trabajando intensamente en este ámbito.

No obstante, la calibración de los modelos hidrológicos no es un procedimiento simple, en parte debido a la no linealidad de los modelos, a la interacción entre los diferentes parámetros a calibrar o a la existencia de parámetros insensibles; por no citar los eventuales errores en las mediciones empleadas como referencia (Beven, 1996). Uno de los principales problemas de la calibración de los modelos es el denominado problema de la equifinalidad. Se denomina equifinalidad a la existencia de múltiples combinaciones de parámetros que dan lugar a eficiencias aceptables, en lugar de un único conjunto óptimo (Beven *et al.*, 1996). A menudo estas múltiples soluciones pueden estar dispersas por el espacio de los parámetros, haciendo que la interpretación física de los mismos quede en entredicho. Otras consecuencias de la equifinalidad son la incertidumbre que implica y la consecuente limitación en la capacidad predictiva de los modelos.

El problema de la equifinalidad hace que se pueda cuestionar la validez de los modelos hidrológicos actuales y sus parametrizaciones. Puede esperarse que profundizando en las bases teóricas de los modelos se pueda reflejar de forma más fiable la complejidad de los sistemas y solventar este problema, pero se ha demostrado que de momento ésta no es la solución, ya que cuanto mayor base física tenga un modelo mayor será el número de parámetros necesario, resultando en la sobreparametrización de los modelos (Beven, 1996).

El proceso de calibración puede, eventualmente, lograr unos valores altos de eficiencia en las predicciones de descarga empleando para ello una parametrización errónea, o cuando menos ficticia. Lo que hace que el funcionamiento del modelo no sea adecuado, que las variables internas del modelo tomen valores erróneos y que el modelo no funcione acertadamente en condiciones o periodos de tiempo distintos al de calibración (Seibert y McDonnel, 2002). Para tratar de solucionar este problema, es esencial calibrar los modelos con información o mediciones de otras variables distintas de la descarga. Por ejemplo, en el modelo TOPMODEL se han realizado calibraciones empleando observaciones de variables de estado como la profundidad de la capa freática (Lamb *et al.*, 1998; Blazkova *et al.*, 2002) o la evapotranspiración (Franks y Beven, 1997). También se ha observado que puede ser interesante combinar diferentes criterios de evaluación de los modelos o emplear diferentes periodos de calibración (Beven y Freer, 2001). Debería ser preferible obtener valores menores de eficiencia pero un mejor funcionamiento general del modelo. Según Seibert y McDonnel (2002) “... *rather than being right for the wrong reasons a better representation of catchment hydrology in conceptual runoff modeling should be less right for the right reasons...*”

Esta breve revisión que se ha presentado, pone de manifiesto la utilidad que puede suponer para la calibración de los modelos hidrológicos el contar con observaciones de humedad del suelo. En este ámbito, se trabajará en la evaluación de las predicciones de modelos hidrológicos de tipo continuo, empleando para ello las observaciones de humedad. Así mismo, se tratarán de incorporar las observaciones de humedad a los procesos de calibración y validación de diferentes modelos hidrológicos.

5.4.2. Asimilación de observaciones de humedad en modelos hidrológicos

En términos generales la asimilación de información se puede definir como el método cuantitativo para inferir el estado de una variable empleando todo tipo de fuentes de información disponibles (Troch *et al.*, 2003). El empleo combinado de modelos de simulación junto con observaciones de teledetección permite minimizar los errores asociados con cada una de estas técnicas de forma independiente haciendo más adecuada la estimación de las variables estudiadas (Fig. 5.4.1) (Kostov y Jackson, 1993).

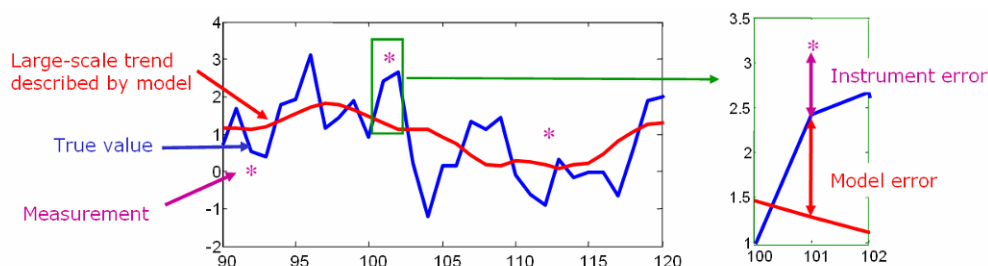


Figura 5.4.1. Representación del objetivo de la asimilación de información. En azul se representa la evolución real de una variable, en rojo la evolución simulada por un modelo y en magenta las observaciones o mediciones puntuales. Tanto las observaciones como las predicciones del modelo tienen un determinado error, por lo que combinando ambas se puede estimar la variable más fiablemente (Fuente: McLaughlin, 2001)

La asimilación de información se usa de forma rutinaria en el ámbito de la meteorología para mejorar la capacidad predictiva de los modelos a corto plazo. Las aplicaciones de

la asimilación de información se han empezado a realizar de forma generalizada en la última década, aunque su fundamento se adelantase allá por 1985 con el trabajo de Milly y Kabala. Sin duda la humedad del suelo ha sido la variable cuya asimilación se ha estudiado más intensamente (Kostov y Jackson, 1993). Otras variables como la evapotranspiración, el flujo de calor latente o la temperatura de la superficie han sido también sometidas a procedimientos de este tipo, pero la humedad del suelo ha sido la más estudiada por su inminente relación con el comportamiento hidrológico de las cuencas.

En este sentido, la asimilación de la humedad del suelo puede potencialmente mejorar la capacidad de predecir situaciones hidrológicas extremas (inundaciones y sequías), procesos de calidad de aguas, cálculos del balance hídrico, así como ayudar en la evaluación de los errores en estos cálculos (Troch *et al.*, 2003).

Se han propuesto diferentes métodos para asimilar la humedad del suelo en modelos hidrológicos. En general todos los métodos se basan en técnicas de asimilación desarrolladas inicialmente en el ámbito de la meteorología. La complejidad de estas técnicas varía desde la inserción directa, que es la más simple, a técnicas secuenciales de muy diversa índole como las basadas en el filtro de Kalman.

En este apartado se describen las técnicas de asimilación de humedad empleadas más frecuentemente y se presenta su fundamento. Esta breve revisión sirve para describir de forma más completa el trabajo ya avanzado en este ámbito y las líneas a seguir en el futuro.

5.4.2.1. Inserción directa

La inserción directa no constituye estrictamente un método de asimilación, ya que únicamente actualiza las estimaciones del modelo con los valores observados siempre que exista una observación (Fig. 5.4.2). Es decir, no combina las observaciones con las predicciones del modelo, sino que considera que las observaciones son perfectas, rechaza las predicciones del modelo y las reemplaza por las observaciones, siempre que éstas sean diferentes.

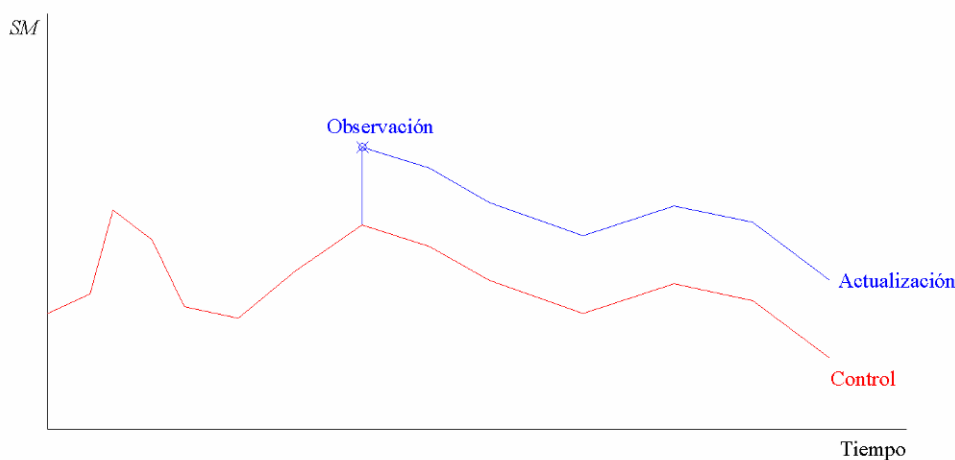


Figura 5.4.2. Representación de la inserción directa. Cuando existe una medición la predicción del modelo se reemplaza por ésta

Este método fue el desarrollado y aplicado en los estudios iniciales de asimilación. Posteriormente, se ha observado que no es un método adecuado ya que considera que las observaciones son perfectas cuando, en la realidad, esto es muy difícil de conseguir y además, actualiza el modelo de una forma poco dinámica.

5.4.2.2. Corrección estadística

El método de corrección estadística constituye un paso adelante respecto a la inserción directa. En este método, en lugar de considerar que las observaciones son perfectas se asume que sus estadísticas son perfectas (Pauwels *et al.*, 2002). Es decir, se ajustan la media y desviación típica de la humedad simulada para tomar el valor medio y la desviación típica de las mediciones a lo largo de la cuenca de estudio. De este modo se considera que los patrones de humedad simulados por el modelo son correctos pero que sus valores están sesgados. La actualización de los valores de humedad de los diferentes píxeles o parcelas de la cuenca se realiza en dos pasos (Houser *et al.*, 1998):

$$SM_{act1} = \frac{\sigma_{SMobs}}{\sigma_{SMsim}} SM_{sim} \quad (5.4.1)$$

$$SM_{act2} = SM_{act1} - (\overline{SM_{sim}} - \overline{SM_{obs}}) \quad (5.4.2)$$

En primer lugar, se ajusta la desviación típica de la humedad simulada por el modelo (σ_{SMsim}) a la desviación típica de las observaciones (σ_{SMobs}). Posteriormente, se incorpora a las estimaciones la influencia de la diferencia de medias entre la humedad simulada ($\overline{SM_{sim}}$) y a observada ($\overline{SM_{obs}}$), de este modo se obtiene el valor actualizado de la humedad (SM_{act2}).

5.4.2.3. Relajación Newtoniana

La relajación Newtoniana es un método de asimilación de información tetradimensional 4D (tiempo y tres dimensiones espaciales). En esta técnica, la humedad del suelo simulada por el modelo se relaja o modifica gradualmente hacia las observaciones incluyendo en el modelo un término de forzado que es proporcional a la diferencia entre los dos estados (Paniconi *et al.*, 2003) (Fig. 5.4.3).

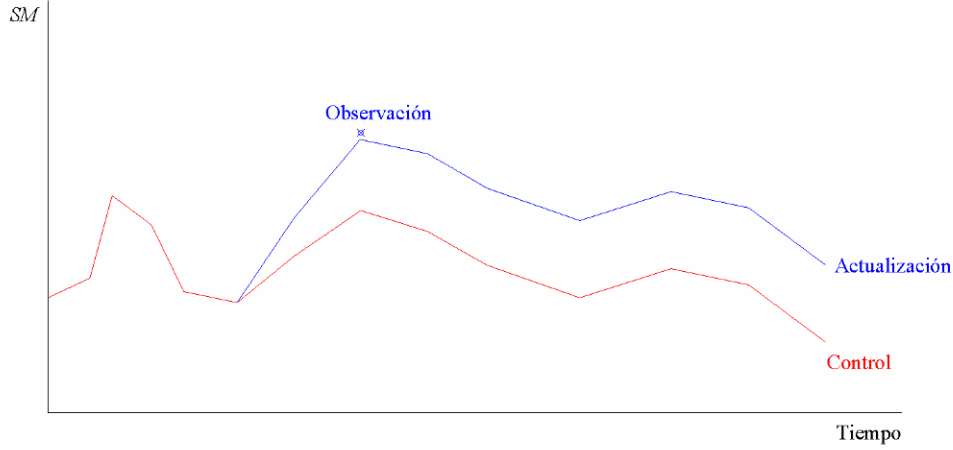


Figura 5.4.3. Representación de la relajación Newtoniana. La actualización se produce de forma más dinámica que en el caso de la inserción directa o la corrección estadística

Cuando las observaciones se realizan de forma aleatoria o irregular en el espacio y en el tiempo la técnica se denomina “relajación hacia observaciones individuales” (Stauffer y Seaman, 1990). La actualización de la humedad de una celda determinada en un determinado instante de tiempo se realiza del siguiente modo (Houser *et al.*, 1998):

$$SM_{act,j} = SM_{sim,j} + G \frac{\sum_{i=1}^N W_i^2(x,t) \gamma_i (SM_{obs,i} - SM_{sim,i})}{\sum_{i=1}^N W_i(x,t)} \quad (5.4.3)$$

donde, $SM_{act,j}$ es el valor actualizado de la humedad del suelo de un píxel j , $SM_{sim,j}$ es el valor de humedad simulado por el modelo para ese píxel, G es el factor de relajación que determina la magnitud de la relajación respecto a los procesos del modelo, $W_i(x,t)$ es la función de ponderación respecto a la observación i , γ_i es un factor de calidad de las observaciones que varía entre 0 y 1 y representa los errores característicos de las observaciones y si son o no representativas, $SM_{obs,i}$ y $SM_{sim,i}$ son, respectivamente, el valor de la humedad obtenida en la observación i y el valor que simula el modelo para el píxel en el que se produce esa observación.

La principal innovación que incorpora este método es la función de ponderación 4D $W_i(x,t)$. Esta función tiene una componente horizontal w_{xy} , otra vertical w_z y una tercera componente temporal w_t (Houser *et al.*, 1998):

$$W_i(x,t) = w_{xy} w_z w_t \quad (5.4.4)$$

La función de ponderación horizontal es igual a la unidad en el caso ideal de que se cuente con observaciones de humedad para cada píxel o celda que considera el modelo. En un caso más general en el que las observaciones pueden estar dispersas por el espacio (sondas puntuales) o no se cuenta con información de todos los píxeles (por ejemplo en el caso de que en algunos píxeles no se pueda medir la humedad mediante teledetección porque tienen excesiva vegetación), la función w_{xy} se calcula como (Houser *et al.*, 1998):

$$w_{xy} = \frac{R^2 - D^2}{R^2 + D^2} \quad 0 \leq D \leq R \quad (5.4.5)$$

$$w_{xy} = 0 \quad D > R \quad (5.4.6)$$

donde, R es el radio de influencia de la observación y D es la distancia entre el píxel que se está simulando y el punto en el que se realiza la medición.

La función de ponderación vertical se calcula de forma similar como (Houser *et al.*, 1998):

$$w_z = 1 - \frac{|z_{obs} - z|}{R_z} \quad |z_{obs} - z| \leq R_z \quad (5.4.7)$$

$$w_z = 0 \quad |z_{obs} - z| > R_z \quad (5.4.8)$$

donde, z_{obs} es la profundidad a la que se realiza la observación de humedad, z la profundidad de la capa del suelo que se está simulando y R_z el radio vertical de influencia de la medición.

Por último, la función de ponderación temporal se calcula como (Houser *et al.*, 1998):

$$w_t = 1 \quad |t_{obs} - t| < \tau/4 \quad (5.4.9)$$

$$w_t = \frac{(\tau - |t_{obs} - t|)}{\tau/4} \quad \tau/4 \leq |t_{obs} - t| < \tau \quad (5.4.10)$$

$$w_t = 0 \quad |t_{obs} - t| > \tau \quad (5.4.11)$$

donde, t_{obs} es el tiempo en el que se produce la observación, t es el tiempo del instante que se está simulando y τ es la mitad del periodo de tiempo de influencia de las observaciones.

5.4.2.4. Interpolación estadística

El método de interpolación estadística es en esencia similar a la relajación Newtoniana. Es un método de varianza mínima que ha sido empleado habitualmente por las agencias meteorológicas (Houser *et al.*, 1998).

$$SM_{act,j} = SM_{sim,j} + \sum_{i=1}^N W_i (SM_{obs,i} - SM_{sim,i}) \quad (5.4.12)$$

Como se puede apreciar el método es muy similar. En este caso, la función de ponderación W_i se determina minimizando la ecuación 5.4.12 por mínimos cuadrados (Houser *et al.*, 1998). Este cálculo se complica ya que requiere la estimación de las matrices de correlación de error de las observaciones y de las simulaciones. Los requerimientos computacionales para minimizar tal problema hacen que esta técnica de

asimilación haya caído en desuso. Por otro lado, no se actualiza la humedad en el tiempo lo que hace que esta técnica de asimilación sea estática y sea preferible emplear otras de tipo dinámico como la relajación Newtoniana.

5.4.2.5. Técnicas basadas en el filtro de Kalman

El filtro de Kalman es una herramienta matemática usada en aplicaciones muy diversas pero con una problemática en común que es la estimación estocástica de fenómenos medidos mediante sensores ruidosos. Las bases del filtro fueron propuestas en 1960 por R. E. Kalman; desde entonces se han propuesto variantes y se ha empleado en distintos ámbitos, entre otros la asimilación de observaciones a modelos de diferentes tipos.

El filtro de Kalman es una técnica de asimilación en la que se parte de una estimación a priori, o tendencia esperada, de un fenómeno de interés que se actualiza a partir de medidas u observaciones puntuales. El filtro original descrito por Kalman en 1960 es el denominado filtro discreto de Kalman.

El problema a resolver es la determinación del estado de un proceso en un momento determinado x_t (en nuestro caso SM). Para ello se cuenta con una serie de ecuaciones pronóstico F (modelo hidrológico) a partir de los valores de la variable en el momento anterior y teniendo en cuenta un error w_{t-1} ; y con una serie de mediciones z_t (observaciones radar) que se relacionan con la variable mediante un operador H y que también tienen un cierto error v_t .

$$x_t = Fx_{t-1} + w_{t-1} \quad (5.4.13)$$

$$z_t = Hx_t + v_t \quad (5.4.14)$$

Los errores en ambos casos se consideran gaussianos y con una media igual a cero. En general, se representan mediante sus matrices de covarianza R_t en el caso de las observaciones y, en el caso de las estimaciones del modelo, Q_t representa las incertidumbres en el propio modelo y P_t los errores al propagar el modelo en el tiempo (Aubert *et al.*, 2003).

El filtro de Kalman propone una solución óptima \hat{x}_t combinando ambos procesos, que incorpora un factor de corrección K_t denominado ganancia de Kalman (*Kalman gain*)

$$\hat{x}_t = x_t + K_t(z_t - Hx_t) \quad (5.4.15)$$

El factor de corrección K_t se calcula realizando operaciones matriciales a partir de P_t y R_t :

$$K_t = \frac{P_t H^T}{HP_t H^T + R_t} \quad (5.4.16)$$

El valor de K_t depende principalmente de la relación entre el error en las observaciones R_t y el error en las estimaciones P_t . Si R_t tiende a cero, K_t aumenta con lo que la medida tendrá más credibilidad que la estimación del modelo. De forma inversa, si P_t tiende a

cero, K_t disminuye con lo que la estimación del modelo tendrá más credibilidad que la medida.

El filtro de Kalman tiene, por lo tanto, dos fases: una fase de actualización y otra de propagación. En la fase de actualización se calcula el factor de corrección (Ec. 5.4.16) y se actualiza la variable de estado (Ec. 5.4.15). Además de esto, se actualiza la matriz de covarianza de las estimaciones:

$$\hat{P}_t = (I - K_t H) P_t \quad (5.4.17)$$

En la fase de propagación se calculan las estimaciones del modelo en el instante de tiempo siguiente (Ec. 4.1.13), así como la matriz de covarianza del instante siguiente:

$$P_{t+1} = F \hat{P}_t F^T + Q_t \quad (5.4.18)$$

Los principales problemas asociados a esta técnica son la estimación de las covarianzas de error y la inicialización del filtro.

Por otro lado, su fundamento asume que el operador de propagación F y el de las observaciones H son de tipo lineal. Por lo que en principio el filtro sólo es aplicable en estos casos. Para extender su aplicabilidad a un caso general en el que estos operadores puedan no ser lineales se propuso el filtro extendido de Kalman EKF.

La filosofía de EKF se basa en el denominado método de la tangente que linealiza los operadores usando las derivadas parciales (o jacobianas) de las funciones pronóstico F y/o de observación H respecto de la variable de estado. Es decir:

$$F_t = \frac{\partial f(x_t)}{\partial x_t} \quad (5.4.19)$$

$$H_t = \frac{\partial h(x_t)}{\partial x_t} \quad (5.4.20)$$

El EKF se ha empleado en la asimilación de observaciones de humedad en modelos hidrológicos en varias ocasiones (Galantowitz *et al.*, 1999; Crosson *et al.*, 2002; Boulet *et al.*, 2002; Aubert *et al.*, 2003; Oudin *et al.*, 2003). Sin embargo la mayor limitación que incorpora es el extremadamente alto coste computacional que supone la actualización y propagación de la covarianza de error mediante derivadas parciales (Reichle *et al.*, 2002).

Por este motivo, se han desarrollado otras variantes computacionalmente menos exigentes que el filtro de Kalman como el denominado filtro de conjunto de Kalman (*Ensemble Kalman Filter*) EnKF (Reichle *et al.*, 2002).

El EnKF toma una subpoblación o conjunto (*ensemble*) de valores de la variable de estado del modelo, obtenidos introduciendo errores aleatoriamente en algunos de los parámetros del mismo o en los datos de entrada (precipitación, etc.). De este modo, este conjunto de valores se emplea para propagar la matriz de covarianza y calcular su valor

en cada actualización (McLaughlin *et al.*, 2002). La diferencia entre el EKF y el EnKF puede apreciarse en la figura 5.4.4.

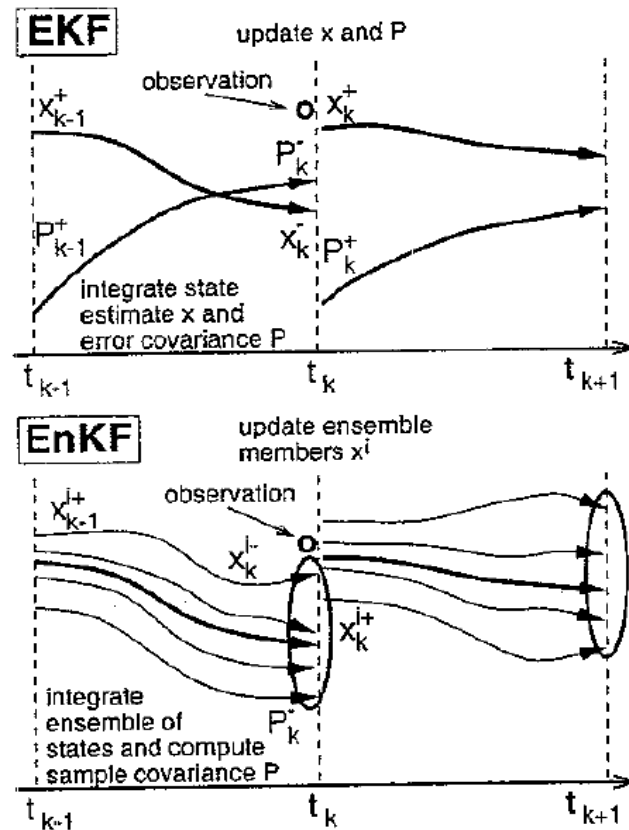


Figura 5.4.4. Representación de las diferencias entre el filtro extendido de Kalman EKF y el filtro conjunto de Kalman EnKF. En el EKF se actualiza el valor de la variable x y su matriz de covarianzas mediante el cálculo de las derivadas parciales de la ecuación pronóstica. En el EnKF, en cambio, se utiliza un conjunto de valores que se propagan y usan para calcular la matriz de covarianzas de forma más sencilla (Fuente: Reichle *et al.*, 2002)

El EnKF se ha empleado en diversas ocasiones y parece ser una alternativa interesante, dinámica y versátil a otros métodos de asimilación (McLaughlin *et al.*, 2002; Margulis *et al.*, 2002; Crow y Wood, 2003). Sin embargo, su principal limitación radica en el hecho de que la fiabilidad en la actualización de la matriz de covarianzas depende del número de réplicas o variaciones que formen la subpoblación. Lógicamente cuanto mayor sea su número más realista será el cálculo de la covarianza, pero también se incrementará de forma considerable el coste computacional del método (McLaughlin *et al.*, 2002).

Presentadas las bases de la asimilación de humedad en modelos hidrológicos, es posible hacerse una idea de la gran cantidad de trabajo que queda por hacer en este apasionante campo. En esta línea hay múltiples aspectos en los que se debe trabajar. Por ejemplo, (1) el tema de la escala espacial y temporal a la que debe asimilarse la humedad dependiendo de la aplicación hidrológica que se esté llevando a cabo; (2) el empleo de una u otra técnica de asimilación, evaluando la complejidad de cada una o (3) la evaluación de los beneficios de la asimilación en modelos hidrológicos de diferente tipo, como modelos de erosión y calidad de aguas.

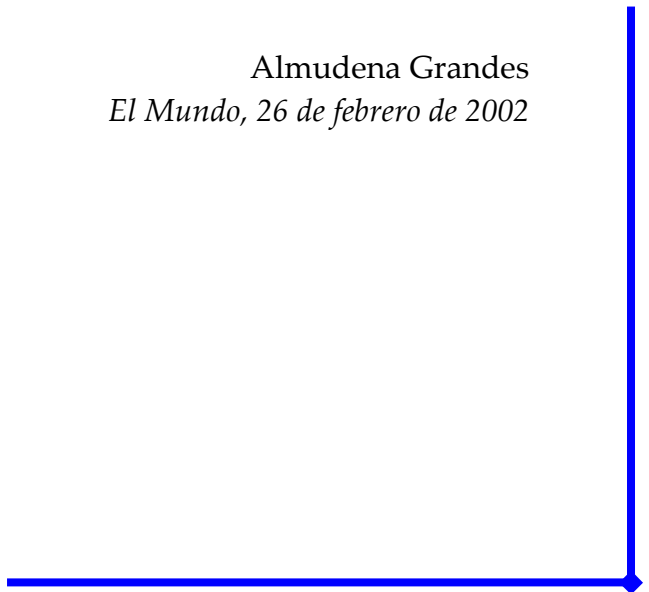
El doctorando ha comenzado a trabajar en este ámbito incorporando un procedimiento de asimilación basado en la relajación Newtoniana al modelo TOPLATS (*TOPmodel based Land-Atmosphere Transfer Scheme*) (Famiglietti y Wood, 1994; Peters-Lidard *et al.*, 1997), que constituye un esquema de transferencia entre suelo-vegetación-atmósfera basado en el TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979). Este modelo es uno de los más indicados para incorporar esquemas de asimilación (Aubert *et al.*, 2003). Por otro lado, uno de los principales objetivos que se siguieron al desarrollar este modelo fue el crear una herramienta que permitiese la integración de observaciones adquiridas mediante teledetección (Peters-Lidard *et al.*, 1997). Su empleo en el reciente ámbito de la asimilación de información en modelos hidrológicos ha sido extenso (Houser *et al.*, 1998; Peters-Lidard *et al.*, 2001; Pauwels *et al.*, 2001; 2002; Seuffert *et al.*, 2002; Crow y Wood, 2003; Bormann y Diekkruger, 2003; Montaldo *et al.*, 2003).

La aplicación de TOPLATS y del esquema de asimilación se está realizando en la cuenca de La Tejería, descrita en profundidad en este trabajo. Las observaciones de humedad empleadas son, también, las que se han descrito en el capítulo 2 de esta tesis. En la primera fase del trabajo se ha analizado y puesto a punto el modelo y se ha incorporado una rutina que representa un procedimiento de relajación Newtoniana para el modo estadístico de funcionamiento del modelo. En un futuro próximo, se evaluará el funcionamiento del modelo y los beneficios de la asimilación. Así como la, ya comentada, cuestión de la escala espacial y temporal de asimilación.

BIBLIOGRAFÍA

El primer consejo es que lea,
que lea mucho los libros que le gustaría escribir

Almudena Grandes
El Mundo, 26 de febrero de 2002



- Abbasi, F., Feyen, J., Roth, R.L., Sheedy, M., and van Genuchten, M.T. (2003). Water flow and solute transport in furrow-irrigated fields. *Irri. Sci.*, 22, 57-65.
- Allmaras R.R., Burwell R.E., Larson W.E. and Holt R.F. (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage, in: USDA Conserv., Res. Rep no. 7. U.S.Gov. Print. Office, Washington DC. 1966, pp. 1-22.
- Altese, E., Bolognani, O., Mancini, M., and Troch, P.A. (1996). Retrieving soil moisture over bare soil from ERS-1 synthetic aperture radar data: Sensitivity analysis based on a theoretical surface scattering model and field data. *Water Resour. Res.*, 32(3), 653-661.
- Álvarez-Mozos, J., Casalí, J., González-Audicana, M. and Verhoest, N.E.C. (2005a). Correlation between ground measured soil moisture and RADARSAT-1 derived backscattering coefficient over an agricultural catchment of Navarre (North of Spain). *Byosist. Eng.*, 92(1), 119-133.
- Álvarez-Mozos, J., Casalí, J. and González-Audicana, M. (2005b). Teledetección radar como herramienta para la estimación de la humedad superficial del suelo en cuencas agrícolas. *Revista de Teledetección*, 23, 27-42.
- Álvarez-Mozos, J., Verhoest, N.E.C., Casalí, J. and González-Audicana, M. (2005c). Radar based surface soil moisture retrieval through the combined use of two backscattering models. *SPIE Remote Sensing Europe'05 Conference*, Brugges (Belgium).
- Álvarez-Mozos, J., Casalí, J., González-Audicana, M. and Verhoest, N.E.C. (2006). Assessment of the Operational Applicability of RADARSAT-1 Data for Surface Soil Moisture Estimation. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, accepted for publication.
- Arregi, L.M., Maeztu, I. and Quemada, M. (2004). Estimación del drenaje y lavado de nitratos en un sistema de cultivo de cereal de invierno, en condiciones de secano y clima mediterráneo húmedo. *VII Jornadas de Investigación en la Zona no Saturada del Suelo ZNS'05*. Coruña, Spain.
- Arslan, A., Razzouk, A.K., and Al-Ain, F. (1997). The performance and radiation exposure of some neutron probes in measuring the water content of the topsoil layer. *Aust. J. Soil Res.*, 35, 1397-1407.
- Attema, E.W.P., and Ulaby, F.T. (1978). Vegetation modelled as a water cloud. *Radio Science*, 13(2), 357-364.
- Aubert, D., Loumagne, C. and Oudin, L. (2003). Sequential Data Assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *J. Hydrol.*, 280, 145-161.
- Bach, H., and Mauser, W. (2003). Methods and examples for remote sensing data assimilation in land surface process modeling. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 41(7), 1629-1637.
- Baghdadi, N., Gaultier, S. and King, C. (2002a). Retrieving surface roughness and soil moisture from synthetic aperture radar (SAR) data using neural networks. *Can. J. Remote Sensing*. 28(5), 701-711.
- Baghdadi N., King C., Chanzy A. and Vigneron J.P. (2002b). An empirical calibration of IEM model based on SAR data and measurements of soil moisture and surface roughness over bare soils. *Int. J. Rem. Sens.*, 23(20), 4325-4340.
- Baghdadi, N., Gherboudj, I., Zribi, M., Sahebi, M., King, C. and Bonn, F. (2004). Semi-empirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements. *Int. J. Rem. Sens.*, 25(18), 3593-3623.
- Bertuzzi, P., and Bruckler, L. (1996). A scaling based estimation of soil unsaturated hydraulic properties at a field scale. *Irrig. Sci.*, 17, 23-30.
- Beven, K.J., and Kirkby, M.J. (1979). A phisycally based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sc. Bull.*, 24(1), 43-69.
- Beven, K. (1996). Equifinality and uncertainty in geomorphological modelling. In *The scientific nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology*. Eds. B.L. Rhoads and C.E. Thorn. John Wiley & Sons Ltd.
- Beven, K. and Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.*, 249, 11-29.
- Beven, K. and Binley, A.M. (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol Process*, 6(3), 279-298.
- Biftu, G.F., Gan, T.Y. (2001). Semi-distributed, physically based, hydrologic modeling of the Paddle River Basin, Alberta, using remotely sensed data. *J. Hydrol.*, 244 (3-4), 137-156.
- Bindlish, R., and Barros, A.P. (2000). Multifrequency soil moisture unversion from SAR

measurements with the use of IEM. *Rem. Sens. Environ.*, 71, 67-88.

- Bindlish, R., and Barros, A.P. (2002). Subpixel variability of remotely sensed soil moisture: an inter-comparison study of SAR and ESTAR. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 40(2), 326-337.
- Blake, G.R., Hartge, K.H. (1986). Bulk Density. In *Methods of Soil Analysis Part 1- Physical and Mineralogical Methods*. A. Klute Editor. Agronomy Monograph no.9 (2nd edition), 363-382, American Society of Agronomy, Madison, USA.
- Blumberg, D.G., Freilikh, V., Kaganovskii, Y., and Maraoudin, A. (2002). Subsurface microwave remote sensing of soil-water content: field studies in the Negev Desert and optical modelling. *Int. J. Rem. Sens.*, 23(19), 4039-4054.
- Boegh E., Thorsen, M., Butts, M.B., Hansen, S., Christiansen, J.S., Abrahamsen, P., Hasager, C.B., Jensen, N.O., van der Keur, P., Refsgaard, J.C., Schelde, K., Soegaard, H., and Thomsen, A. (2004). Incorporating remote sensing data in physically based distributed agro-hydrological modelling. *J. Hydrol.* 287, 279-299.
- Boulet, G., Kerr, Y., Chehbouni, A. and Kalma, J.D. (2002). Deriving catchment-scale water and energy balance parameters using data assimilation based on extended Kalman filtering. *Hydrol. Sci. J.*, 47(3), 449-467.
- Beaudoin, A., Toan, T.L. and Gwyn, Q.H.J. (1990). SAR Observations and Modeling of the C-Band Backscatter Variability Due to Multiscale Geometry and Soil Moisture, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 28, 886-894.
- Bernard, R., Martin, P., Thony, J. L., Vauclin, M., and Vidal-Madjar, D. (1982). C-band radar for determining surface soil moisture. *Remote Sens. Environ.*, 12, 189-200.
- Bernard, R., Soares, J. V., and Vidal-Madjar, D. (1986). Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations. *Water Resour. Res.*, 22(6), 869-875.
- Bertuzzi P., Rauws G., Courault D. (1990). Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall. *Soil Tillage Res.*, 17, 87-99.
- Bindlish, R. and Barros, A.P. (2000). Multi-frequency Soil Moisture Inversion from SAR Measurements with the Use of IEM. *Remote Sens. Environ.*, 71(1), 67-88.
- Bindlish, R. and Barros, A.P. (2001). Parameterization of Vegetation Backscatter in Radar-based Soil Moisture Estimation. *Remote Sens. Environ.*, 76, 130-137.
- Blazkova, S., Beven, K., Tacheci, P. and Kulasova, A. (2002). Testing the distributed water table predictions of TOPMODEL (allowing for uncertainty in model calibration): The death of TOPMODEL? *Water Resour. Res.*, 38(11), 1257.
- Boiffin J. (1984). La dégradation structurale des couches superficielles sous l'action des pluies, Thèse de Docteur-Ingénieur, Inst. Nat. Agron., Paris, 1984, pp. 128.
- Borgeaud, M., Attema, E., Salgado-Gispert, G., Bellini, A., and Noll, J. (1995). Analysis of bare soil surface roughness parameters with ERS-1 SAR data. In *Proc. Int. Symp. Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, 307-316. Toulouse, France.
- Bormann, H. and Diekkruger, B. (2003). Possibilities and limitations of regional hydrological models applied within an environmental change study in Benin (West Africa). *Physics and Chemistry of the Earth*, 28 (33-36), 1323-1332.
- Borselli, L. (1999). Segmentation of soil roughness profiles. *Earth Surf. Proc. Landforms*. 24:71-90.
- Bradley, G. A., and Ulaby, F. T. (1981). Aircraft radar response to soil moisture. *Remote Sens. Environ.*, 11, 419-438.
- Burke, E.J., Gurney, R.J., Simmonds, L.P., and O'Neill, P.E. (1998). Using a modeling approach to predict soil hydraulic properties from passive microwave measurements. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 36(2), 454-462.
- Burke, E.J., and Simmonds, L.P. (2001). Passive microwave emission from smooth bare soils: developing a simple model to predict near surface water content. *Int. J. Rem. Sens.*, 22(18), 3747-3761.
- Burman, R.D. (2003). Evapotranspiration formulas. In *Encyclopedia of water science*, B. A. Stewart and T. A. Howell Editors, Marcel Dekker Ed., USA.
- Burrough, P.A. (1981). Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, 295:240.
- Burwell, R.E., Allmaras, R.R., and Amemiya, M. (1963). A field measurement of total porosity and

- surface microrelief of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 27, 697-700.
- Burwell R.E., Larson W.E. (1969). Infiltration as influenced by tillage-induced random roughness and pore space. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 33, 449-452.
 - Blyth, K. (1997). An assessment of the capabilities of the ERS satellites' active microwave instruments for monitoring soil moisture change. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 1(1), 159-174.
 - Callens, M. and Verhoest, N.E.C. (2004). Description and analysis of the soil roughness field campaign conducted at the experimental farm of the Ghent University during the winter period 2002-2003. Ghent University, Belgium. Technical Report.
 - Capehart, W., and Carlson, T.N. (1997). Decoupling of surface and near-surface soil water content: a remote sensing perspective. *Water Resour. Res.*, 33(6), 1383-1395.
 - Carlson, T.N., Gillies, R.R., and Schmugge, T.J. (1995). An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Ag. Forest Met.*, 77, 191-205.
 - Casalí, J., López, J.J., Agirre, U., Gastesi, R., Goñi, M., and Moreira, I. (2001). Escorrentía y calidad de las aguas generadas en cuencas agrarias: primeros resultados de la red de cuencas experimentales del Gobierno de Navarra. *XIX Congreso Nacional de Riegos*. Zaragoza.
 - Casenave, A. et Valentin, C. (1989). Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM*, Paris 229p.
 - Cassardo C., Balsamo G.P. and Cacciamani C. (2002). Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model: a case study of the 1995 South Ticino flash flood. *Hydrol. Process*. 16 (6), 1301-1317.
 - Cássaro, F.A.M., Tominaga, T.T., Bacchi, O.O.S., Reichards, K., Oliveira, J.C.M., and Timm, L.C. (2000). Improved laboratory calibration of a single-probe surface gamma-neutron gauge. *Aust. J. Soil Res.*, 38, 937-46.
 - Canadian Center of Remote Sensing (2003). GlobeSAR 2 Training Package. http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/learn/tutorials/gсарed/downld_e.html
 - Cognard, A.L., Loumagne, C., Normand, M., Olivier, P., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., Louahala, S., and Vidal, A. (1995). Evaluation of the ERS 1/Synthetic Aperture Radar capacity to estimate surface soil moisture: Two-year results over the Naizin watershed. *Water Resour. Res.*, 31(4), 975-982.
 - Cookmartin, G., Saich, P., Quegan, S., Cordey, R., Burgess-Allen, R. and Sowter, A. (2000). Modeling microwave interactions with crops and comparison with ERS-2 SAR observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38, 658-670.
 - Crosson, W.L., Laymon, C.A., Inguva, R., Schamschula, M.P. (2002). Assimilating remote sensing data in a surface flux-soil moisture model. *Hydrol. Proc.*, 16 (8). 1645-1662.
 - Currence H.D. and Lovely W.G. (1970). The analysis of soil surface roughness, *Trans. ASAE*, 13, 710-714.
 - Champion, I., Prevot, L. and Guyot, G. (2000). Generalized semi-empirical modeling of wheat radar response. *Int. J. of Remote Sensing*, 21, 1945- 1951.
 - Chanzy, A., Molineaux, B. and Zribi, M. (2003). Influence of surface roughness frequency components on radar backscattering: Consequences on roughness sampling. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS'03*. Toulouse, France.
 - Chanzy, A. (2003). Evaporation from soils. In *Encyclopedia of water science*, B. A. Stewar and T. A. Howell Editors, Marcel Dekker Ed., USA
 - Chauhan, N.S. (2002). Soil moisture inversion at L-band using a dual-polarization technique: a model based sensitivity analysis. *Int. J. Rem. Sens.*, 23(16), 3209-3227.
 - Chavez, P.S. Jr. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sens. Environ.*, 24, 459-479.
 - Chen, K. S. and Fung, A. K. (1995). Comparison of Backscattering Models for Rough Surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 33(1), 195-200.
 - Chen, K. S., Yen, S. K. and Huang, W. P. (1995). A Simple Model for Retrieving Bare Soil. Moisture from Radar-Scattering Coefficients. *Remote Sens. Environ.*, 54: 121-126.
 - Chen, K.S., Wu, T.D., Tsay, M.K. and Fung, A.K. (2000). A note on the multiple scattering in an IEM model. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 38(1), 249-256.
 - Choudhury, B.J., Schmugge, T.J., Chang, A., and Newton, R.W. (1979). Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geoph. Res.*, 84(NC9), 5699-5706.

- Chow, V.T., Maidment, D.R., and Mays, L.W. (1988). Applied Hydrology. McGraw-Hill.
- Crow, W.T. and Wood, E.F. (2003). The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using Ensemble Kalman filtering: a case study based on ESTAR measurements during SGP97. *Adv. Water Resour.*, 26, 137-149.
- D'Haese, C., Verhoest, N., and De Troch, F. (2000). Comparison and evaluation of two soil surface roughness measuring techniques: the meshboard method and the ESA-CESBIO laser profiler. Internal Report. LHMW, Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences, Ghent Univ., Ghent, Belgium
- Davidson, M.W.J., Le Toan, T., Mattia, F., Satalino, G., Manninen, T., and Borgeaud, M. (2000). On the characterisation of agricultural soil roughness for radar remote sensing studies. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 38(2), 630–640.
- Davidson, M.W.J., Mattia, F., Satalino, G., Verhoest, N.E.C., Le Toan, T., Borgeaud, M., Louis, J.M.B., and Attema, E. (2003). Joint statistical properties of RMS height and correlation length derived from multisite 1-m roughness measurements. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 41(7), 1651- 1658.
- Davis, J.L., and Chudobiak, W.J. (1975). In-Situ Meter for Measuring Relative Permittivity of Soils. *Geological Survey of Canada*, 75-1, Part A, 75-79.
- Dawson, M.S., Fung, A.K. and Manry, M.T. (1997). A robust statistical-based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 35 (1), 57-67.
- Dean, T.J., Bell, J.P., and Baty, A.J.B. (1987). Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part I. Sensor design and performance. *J. Hydrol.*, 93, 67-78.
- Delworth, T. and Manabe, S. (1989). The influence of soil wetness on near surface atmospheric variability. *J. Climate*, 2(12), 1447-1462.
- Delworth, T. and Manabe, S. (1993). Climate variability and land-surface processes. *Adv. Water. Resour.*, 16(1), 3-20.
- De Santisteban, L.M. (2003). Análisis de factores topográficos para predecir la erosión por cárcavas efímeras. Tesis Doctoral. Depto. Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Documento sin publicar Pamplona (Spain).
- Dirksen, C., and Dasberg, S. (1993). Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 660-667.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., Hallikainen, M.T., and El-Rayes, M.A. (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil, Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 23(1), 35–46.
- Dobson, M. C., and Ulaby, F. T., 1986. Active Microwave Soil Moisture Research. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-24(1): 23-36.
- Donézar, M. and J. del Valle de Lersundi (2001). Red de cuencas experimentales agrarias de navarra. *XIX Congreso Nacional de Riegos*. Zaragoza (Spain).
- Dubois, P.C., van Zyl, J.J., and Engman, E.T. (1995). Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 33(4), 915-926.
- Eckhardt, K., Fohrer, N. and Frede, H.G. (2005). Automatic model calibration. *Hydrol. Proc.* 19, 651-658.
- Engman E.T. (1986). Roughness coefficients for routing surface runoff. *J. of Irrig. Drainage Eng.*, 112, 39–53.
- Engman, E.T. (1991). Applications of Microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture. *Rem. Sens. Environ.*, 35, 213-226.
- Entekhabi, D., Nakamura, H., and Njoku, E.G. (1994). Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 32(2), 438-447.
- Entekhabi, D., Njoku, E.G., Houser, P., Spencer, M., Doiron, T., Kim, Y.J., Smith, J., Girard, R., Belair, S., Crow, W., Jackson, T.J., Kerr, Y.H., Kimball, J.S., Koster, R., McDonald, K.C., O'Neill, P.E., Pultz, T., Running, S.W., Shi, J.C., Wood, E. and van Zyl J. (2004). The hydrosphere state (Hydros) satellite mission: An earth system pathfinder for global mapping of soil moisture and land freeze/thaw. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 42 (10): 2184-2195.
- Famiglietti, J.S. and Wood, E.F. (1994). Multiscale modeling of spatilly variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.*, 30(11), 3061-3078.
- FAO (2003). Unlocking the water potential for agriculture. <http://www.un.org/earthwatch/freshwater/>.

- Fellner-Feldegg, J. (1969). The Measurement of Dielectrics in the Time Domain, *J. Phys. Chem.*, 73, 616-623.
- Foster, G.R. and Meyer, L.D. (1972). A closed-form soil erosion equation for upland areas. In: H.W. Shen (Ed), *Sedimentation: Symposium to honor Professor H.A. Einstein*. Ft. Collins, CO. Chapter12:12.1-12.9
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C. and Todini, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 175, 293-338.
- Franks, S. and Beven, K. (1997). Bayesian estimation of uncertainty in land surface-atmosphere flux predictions. *J. Geophys. Res.*, 102 (D20), 23991-23999.
- Franks, S.W., Gineste, Ph., Beven, K.J. and Merot, Ph. (1998). On constraining the predictions of a distributed model: the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resour. Res.*, 34, 787-797.
- Fung, A.K., Li, Z., and Chen, K.S. (1992). Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 30(2), 356-369.
- Fung, A.K. (1994). *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications*. Artech House.
- Fung, A.K. and Chen, K.S. (2004). An update on the IEM surface backscattering model. *IEEE Rem. Sens. Letters*, 1(2), 75-77.
- Galantowicz, J.F., Entekhabi, D. and Njoku E.G. (1999). Test of sequential Data Assimilation for retrieving profile soil moisture and temperature from observed L-Band Radiobrightness. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37(4), 1860-1870.
- Gardner, C.M.K., Dean, T.J., and Cooper, J.D. (1998). Soil Water Content Measurement with a High-Frequency Capacitance Sensor. *J. agric. Engng Res.*, 71, 395-403.
- Gardner, W.H. (1986). Water Content. In *Methods of Soil Analysis Part 1- Physical and Mineralogical Methods*. A. Klute Editor. Agronomy Monograph no.9 (2nd edition), 493-544, American Society of Agronomy, Madison, USA.
- Gilley J.E., Finkner S.C. (1991). Hydraulic roughness coefficients as affected by random roughness. *Trans. ASAE*, 34, 897-903.
- Gobierno de Navarra (2000). Mapa de suelos de la cuenca experimental de La Tejería (Villanueva de Yerri). Informe interno elaborado por la Sección de Suelos y Climatología del Servicio de Estructuras Agrarias, Departamento de Agricultura, Ganadería y Alimentación, Gobierno de Navarra. Pamplona.
- Gómez, J.A., Nearing, M.A. (2005). Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena*, 59, 253-266.
- Goodrich, D.C., Schmugge, T.J., Jackson, T.J., Unkrich, C.L., Keefer, T.O., Parry, R., Bach, L.B., and Amer, S.A. (1994). Runoff simulation sensitivity to remotely sensed initial soil water content. *Water Resour. Res.*, 30(5), 1393-1405.
- Govers, G., Takken, I. and Helming, K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20 131-146.
- Guo S.L., Wang J.X., Xiong L.H., Ying A.W. and Li D.F. (2002). A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *J. Hydrol.*, 268 (1-4), 1-15.
- Gupta, S.C. and Wang, D. (2002). Soil Water Retention. In *Encyclopedia of Soil Science*. 1393-1398. B. A. Stewart and T. A. Howell Editors, Marcel Dekker Ed., USA.
- Gurr, C.G. (1962). Use of gamma rays in measuring water content and permeability in unsaturated columns of soil. *Soil Sci.*, 94, 224-229.
- Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., El-Rayes, M.A., and Wu, L.K. (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil, Part I: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 23(1), 25-34.
- Hansen B., Schjonning P. and Sibbesen E. (1999). Roughness indices for estimation of tilled soil surfaces, *Soil Tillage Res.*, 52, 103-111.
- Helming K., Römkens M.J.M. and Prasad S.N. (1998). Surface roughness related processes of runoff and soil loss: A flume study. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, 243-250.
- Henderson, F.M. and Lewis, A.J. (1998). Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing, third edition, volume 2. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA.
- Henderson-Sellers A. and Hopkins L. (1998). Coupling land and atmosphere - Guest editorial. *Global and Planetary Change*, 19 (1-4), 1-1.

- Hillel, D. (1980). Introduction to soil physics. Academic Press, Inc., San Diego, USA.
- Hillel, D. (1998). Environmental soil physics. Academic Press, Inc., San Diego, USA.
- Hollenbeck, K.J., Schmugge, T.J., Hornberger, G.M., and Wang, J.R. (1996).
- Houser, P.R., Shuttleworth, W.J., Famiglietti, J.S., Gupta, H.V., Syed, K.H. and Goodrich, D.C. (1998). Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Resour. Res.*, 34(12), 3405-3420.
- Hsieh, C.Y., Fung, A.K., Nesti, G., Sieber, A.J. and Coppo, P. (1997). A further study of the IEM surface scattering model. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 35(4), 901-909.
- Huang C., White E.G., Thwaite E.G. and Bendeli A. (1988). A noncontact laser system for measuring soil surface topography, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 350–355.
- Huang, C., Gascuel-Odoux, C. and Cros-Cayot, S. (2002). Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. *CATENA*, 46 (2-3), 177-188.
- Huisman, J.A., Snepvangers, J., Bouten, W., Heuvelink, G.B. (2002). Mapping Spatial Variation in Surface Soil Water Content: Comparison of Ground-Penetrating Radar and Time Domain Reflectometry. *J Hydrol* 269, 194-207.
- Idowu, O.J., Rickson, R.J., Godwin, R.J. (2002). Analysis of surface roughness in relation to soil loss and runoff at high rainfall intensities. *Hydrol. Proc.* 16, 2339-2345.
- IMKO 2001. TRIME-FM User Manual. IMKO Micromodultechnik GmbH, Ettlingen, Germany.
- Jackson, T.J., Ragan, R.M., Fitch, W.N. (1977). Impact of using Landsat data in hydrologic planning and desing models. *Trans. Am. Geophys. U.*, 58(6), 384-384.
- Jackson, T.J. (1980). Profile soil moisture from surface measurements. *J. Irrig. Drain. Div. Proc.*, 106, 81-92.
- Jackson, T. J., and O'Neill, P. E. (1985). Aircraft scatterometer observations of soil moisture on rangeland watersheds. *Int. J. Rem. Sens.*, 6(7), 1135–1152.
- Jackson, T.J., and Schmugge, T.J. (1991). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Rem. Sens. Environ.*, 36(3), 203-212.
- Jackson, T.J. (1993). III. Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. *Hydrol. Proc.*, 7, 139-152.
- Jackson, T.J., and Le Vine, D. (1996). Mapping surface soil moisture using an aircraft-based passive microwave instrument: algorithm and example. *J. Hydrol.*, 184, 85-99.
- Jackson, T.J. (1997). Soil moisture estimation using special satellite microwave/imager satellite data over a grassland region. *Water Resour. Res.*, 33(6), 1475-1484.
- Jackson, T.J. (2002). Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10, 40-51.
- Jacobs, J.M., Myers, D.A. and Whitfield, B.M. (2003). Improved rainfall/runoff estimates using remotely sensed soil moisture. *Journal of the American Water Resources Association*, 39(2), 313-124.
- Jacobsen, O.H., and Schjonning, P. (1993). Field evaluation of time domain reflectometry for soil water measurements. *J. Hydrol.*, 151, 159-172.
- Jester, W., Klik, A. (2005). Soil surface roughness measurement – Methods, Applicability and surface representation, *Catena* in press.
- Johnson C.B., Mannering J.V. and Moldenhauer W.C. (1979) Influence of surface roughness and clod size and stability on soil water losses. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 772–777.
- Kalman, R.E. (1960). A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems. *Transactions of the ASME--Journal of Basic Engineering*, 82(D), 35-45.
- Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T. and Paz, A. (2000). Predicting Depressional Storage from Soil Surface Roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1749-1758
- Kamphorst, E.C. and Duval, Y. (2001). Validation of a numerical method to quantify depression storage by direct measurements on moulded surfaces. *Catena*, 43(1), 1 – 14.
- Karam, M.A., Fung, A.K., Lang, R.H., and Chauhan, N.S. (1992). A microwave scattering model for layered vegetation. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 30(4), 767-784.
- Karam, M.A., Fung, A.K., and Antar, Y.M.N. (1988). Electromagnetic wave scattering from some vegetation samples. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 26(6), 799-808.

- Kite, G.W., and Pietroniro, A. (1996). Remote sensing applications in hydrological modelling, *Hydrol. Sci. J.*, 41(4), 563-591.
- Kirkby, M.J. (2001). Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. *Catena* 46, 89-102.
- Koster R.D. and Milly P.C.D. The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate*, 10 (7), 1578-1591.
- Kuipers, H. (1957). A relief meter for soil cultivation studies. *Neth. J. Agric. Sci.*, 5, 255–262.
- Kuplich, T.M. (2001). Temporal, spatial, spectral and polarisation characteristics of the SAR backscatter from regenerating tropical forests. PhD Dissertation. Department of Geography, Faculty of Science, University of Southampton.
- Ladekarl, U.L. (1998). Estimation of the components of soil water balance un a Danish oak stand from measurements of soil moisture using TDR. *Forest Eco. Manag.*, 104, 227-238.
- Lamb, R., Beven, K. and Myrabo, S. (1998). Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall – runoff model. *Adv. Water Resour.*, 22(4), 305-317.
- Larossa, C.G., Cunha, J.A., and Prata, A.T. (1999). Using TDR to measure soil moisture content discontinuity of an artificial soil. *Exp. Therm. Fluid Sc.*, 20, 25-30.
- Lawrence D.S.L. (1997). Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow, *Earth Surf. Processes and Landforms* 22, 365–382.
- Le Hegarat-Masclé S., Zribi, M., Alem, F., Weisse, A., and Loumagne, C. (2002). Soil moisture estimation from ERS/SAR data: Toward an operational methodology. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 40(12), 2647-2658.
- Leconte, R., Brissette, F., Galarneau, M. and Rousselle, J. (2004). Mapping near-surface soil moisture with RADARSAT-1 synthetic aperture radar data. *Water Resour. Res.* 40(1), Art. No. W01515.
- Leib, B.G., Jabro, J.D., and Matthews, G.R. (2003). Field evaluation and performance comparison of soil moisture sensors. *Soil Sc.*, 168(6), 396-408.
- Li, J., Smith, D.W., and Fityius, S.G. (2003). The effect of a gap between the access tube and the soil during neutron probe measurements. *Austr. J. Soil Res.*, 41, 151-164.
- Lin, D.S., Wood, E.F., Troch, P.A., Mancini, M., and Jackson, T.J. (1994). Comparison of remote sensed and model simulated soil moisture over a heterogeneous watershed. *Rem. Sens. Environ.*, 48, 159–171.
- Linden D.R. and Van Doren D.M. (1986). Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1560–1565.
- Lopes, A., Touzi, R., and Nezry, E. (1990). Adaptive speckle filters and scene heterogeneity. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 28(6), 992–1000.
- Louis, J., Floury, N., Davidson, M., Attema, E., and Borgeaud, M. (2003). Surface Roughness Characterization for SAR Applications. An alternative representation of the roughness state for soil moisture and roughness retrieval algorithms. Proceedings IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'03). Toulouse, France.
- Lu, Z. and Meyer, D.J. (2002). Study of high SAR backscattering caused by an increase of soil moisture over a sparsely vegetated area: implications for characteristics of backscattering. *Int. J. Remote Sensing*, 6(30), 1063-1074.
- Macelloni, G., Nesti, G., Pampaloni, P., Sigismondi, S., Tarchi, D. and Lolli, S. (2000). Experimental validation of surface scattering and emission models. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 38(1), 459-469.
- Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Marliani, F., Gai, M. (2001). The relationship between the backscattering coefficient and the biomass of narrow and broad leaf crops. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39(4), 873-884.
- Macelloni G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Ruisi, R., Dechambre, M., Valentin, R., Chanzy, A., Prévot, L. and Bruguire, N. (2002). Modelling Radar Backscatter From Crops During The Growth Cycle. *Agronomie*, 22, 575-579.
- Malicki, M.A., Plagge, R., and Roth, C.H. (1996). Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *Europ. J. Soil Sc.*, 47(3), 347-366.
- Mancini, M., Hoeben, R., and Troch, P.A. (1999). Multifrequency radar observations of bare surface soil moisture content: a laboratory experiment. *Water Resour. Res.*, 35(6), 1827–1838.
- Mandelbrot, B. (1967). How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractal

dimension. *Science* 156, 636–638.

- Margulis, S.A., McLaughlin, D., Entekhabi, D. and Dunne S. (2002). Land data assimilation and estimation of soil moisture using measurements from the Southern Great Plains 1997 Field Experiment. *Water Resour. Res.*, 38(12), 1299.
- Matthias, A.D., Fimbres, A., Sano, E.E., Post, D.F., Accioly, L., Batchily A.K. and Ferreira, L.G. (2000). Surface roughness effects on soil albedo. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1035-1041.
- Mattia, F., and Le Toan, T. (1999). Backscattering properties of multi-scale rough surfaces, *J. Electromag. Waves Appl.*, 13, 493-527.
- Mattia, F., Le Toan, T., Davidson, M., Borderies, P., Bachelier, E., Borgeaud, M. (1999). On the effect of multi scale surface roughness on SAR data. *CEOS SAR Workshop*. ESA-CNES, Toulouse, 26-29 October 1999.
- Mattia, F., Le Toan, T., Davidson, M. (2001). An analytical, numerical, and experimental study of backscattering from multiscale soil surfaces *Radio Sci.* 36(1), 119-135.
- Mattia, F., Le Toan, T., Picard, G., Posa, F.I., D'Alessio, A., Notarnicola, C., Gatti, A.M., Rinaldi, M., Satalino, G., Pasquariello, G. (2003a). Multitemporal C-Band Radar Measurements on wheat fields. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 41(7), 1551-1558.
- Mattia, F., Davidson, M.W.J., Le Toan, T., D'Haese, C.M.F., Verhoest, N.E.C., Gatti, A.M., Borgeaud, M. (2003b). A comparison between soil roughness statistics used in surface scattering models derived from mechanical and laser profilers. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 41 (7): 1659-1671.
- Mattikalli, N.M., Engman, E.T., Jackson, T.J., and Ahuja, L.R. (1998). Microwave remote sensing of temporal variations of brightness temperature and near surface soil water content during a watershed scale field experiment, and its application to the estimation of soil physical properties. *Water Resour. Res.*, 34(9), 2289-2299.
- McLaughlin, D. (2001). Hydrologic Data Assimilation. Short Course notes. Summer School on Hydrologic Data Assimilation with Remotely Sensed measurements. July 16-20, 2001. Università degli Studi di Perugia, Italy.
- McLaughlin, D. (2002). An integrated approach to hydrologic data assimilation: interpolation, smoothing and filtering. *Adv. Water Resour.*, 25, 1275-1286.
- Mertens, J., Madsen, H., Feyen, L., Jacques, D. and Feyen, J. (2004). Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *J. Hydrol.*, 294, 251-269.
- Milly P.C.D. (1986). An event based simulation model of moisture and energy fluxes at a bare soil surface. *Water Resour. Res.*, 22 (12), 1680-1692.
- Milly, P.C.D. (1992). Potential evaporation and soil-moisture in General-Circulation Models. *J. Climate*, 5 (3), 209-226.
- Milly, P.C.D., and Kabala, Z.J. (1986). Integrated Modeling and Remote Sensing of Soil Moisture, *IAHS Proceedings of International Workshop on Hydrologic Applications of Space Technology*, Cocoa Beach, Florida, 160, 331-339.
- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T., and Chikushi, J. (2001). Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan. *Soil Till. Res.*, 60, 91-99.
- Montaldo, N. and Albertson, J.D. (2003). Multi-scale assimilation of surface soil moisture data for robust root zone moisture predictions. *Adv. Water Resour.* 26, 33-44.
- Montgomery, D.R., and Dietrich, W.E. (1988). Where do channels begin?, *Nature*, 336, 232-234.
- Moore, I.D., Burch, G.J., and Mackenzie, D.H. (1988). Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 31, 1098–1107.
- Moore, I.D., and Burch, G.J. (1988). Modelling erosion and deposition: topographic effects. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 29(6), 1624-1630.
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M. and McElroy, S. (2004). Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Can. J. Remote Sensing*, 5(30), 805-826.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D. and Styczen M.E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surf. Processes and Landforms*, 23, 527–544.

- Mushkin, A. and Gillespie, A.R. (2005). Estimating sub-pixel surface roughness using remotely sensed stereoscopic data. *Rem. Sens. Environ.*, 99, 75-83.
- Musters, P.A., and Bouten, W. (2000). A method for identifying optimum strategies of measuring soil water contents for calibrating root water uptake model. *J. Hydrol.*, 227, 273-286.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10(3), 282-290.
- Njoku, E.G., Wilson, W.J., Yueh, S.H., Dinardo, S.J., Li, F.K., Jackson, T.J., Lakshmi, V., Bolten, J. (2002). Observations of soil moisture using passive and active low frequency microwave airborne sensor during SGP99. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 40(12), 2659-2671.
- Noborio, K. (2001). Measurement of soil water content and electrical conductivity by TDR: a review. *Comp. Electr. Agric.*, 31, 213-237.
- O'Loughlin, E.M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, 22(5), 794-804.
- Ogilvy, J.A., and Foster, J.R. (1989). Rough surfaces: Gaussian or exponential statistics?. *Journal of Physics D: Applied Physics*. 22, 1243-1251.
- Oh, Y., Sarabandi, K., and Ulaby, F.T. (1992). An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 30(2), 370-381.
- Oh, Y. and Kay, Y. (1998). Condition for precise measurement of soil roughness. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 36, 691-696.
- Oh, Y., Sarabandi, K. and Ulaby, F.T. (2002). Semi-empirical model of the ensemble-averaged differential Mueller matrix for microwave backscattering from bare soil surfaces, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 40, 1348-1355.
- Oh, Y., Sarabandi, K. and Ulaby, F. T. (1994). An Inversion Algorithm for Retrieving Soil Moisture and Surface Roughness from Polarimetric Radar Observation. In: Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Pasadena, USA, 1582-1584.
- Oh Y. (2004). Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 42(3), 596-601.
- Oliver, C., and Quegan, S. (1998). Understanding Synthetic Aperture Radar Images, Artech House, Boston-London. UK.
- Onstad C.A. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Trans. ASAE*, 27, 729-732.
- Oudin, L., Weisse, A., Loumagne, C. and Le Hégarat-Masclé. (2003). Assimilation of soil moisture into hydrological models for flood forecasting: a variational approach. *Can. J. Remote Sensing*, 29(6), 679-686.
- Paltineanu, I.C., and Starr, J.L. (1997). Real time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 61, 1576-1585.
- Paniconi, C., Marrocu, M., Putti, M. and Verbunt M. (2003). Newtonian Nudging for a Richards equation-based distributed hydrological model. *Adv. Water Resour.*, 26, 161-178.
- Pardini G. and Gallart, F. (1998). A combination of laser technology and fractals to analyze soil surface roughness. *European Journal of Soil Science*, 49 (29), 197-202.
- Pardini, G. (2003). Fractal scaling of surface roughness in artificially weathered smectite-rich soil regoliths. *Geoderma*, 117, 159-167.
- Pauwels, V.R.N., Hoeben, R., Verhoest, N.E.C., and De Troch, F.P. (2001). The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation, *J. Hydrol.*, 251(1-2), 88-102.
- Pauwels, V.R.N., Hoeben, R., Verhoest, N.E.C., De Troch, F.P., and Troch, P.A. (2002). Improvement of TOPLATS-based discharge predictions through assimilation of ERS-based remotely sensed soil moisture values. *Hydrol. Proc.*, 16(5), 995-1013.
- Peters-Lidard, C.D., Zion, M.S. and Wood, E.F. (1997). A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.*, 102, 4303-4324.
- Petersen, R.G., and Calvin, L.D. (1986). Sampling. In *Methods of Soil Analysis Part 1- Physical and Mineralogical Methods*. A. Klute Editor. Agronomy Monograph no.9 (2nd edition), 33-51, American Society of Agronomy, Madison, USA.
- Picard, G., Le Toan, T. and Mattia, F. (2003). Understanding C-band radar backscatter from wheat

- canopy using a multiple-scattering coherent model. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 41(7), 1583-1591.
- Pidwirny, M. (2004). The hydrological cycle. In *Fundamentals of physical geography*. <http://www.physicalgeography.net/>
 - Piñol, J., Beven, K. and Freer, J. (1997). Modelling the hydrological response of Mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrol. Proc.*, 11, 1287-1306.
 - Planchon, O., Estéves, M. and Silvera, N. (1998). Micro-relief induced by ridging: Measurement modelling consequences on overland flow and erosion. p. 1-7. poster no. 477. In Proc. 16th World Congr. Soil Sci. Aug. 1998. Montpellier, France. (CD-ROM). CIRAD, Montpellier, France.
 - Ponizovsky, A., Chudinova, S., and Pachepsky, Y. (1999). Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. *J. Hydrol.*, 218, 35-43.
 - Potter K.N. (1990). Soil properties effect on random roughness decay by rainfall. *Trans. ASAE*, 33, 1889-1892.
 - Prevot, L., Bernard, R., Taconet, O., Vidal-Madgar D., and Thony, J. L. (1984). Evaporation from a Bare Soil Evaluated Using a Soil Water Transfer Model and Remotely Sensed Surface Soil Moisture Data. *Water Resour. Res.*, 20(2): 311-316.
 - Prevot, L., Champion, I. and Guyot, G. (1993). Estimating surface soil moisture and leaf area index of a wheat canopy using a dual-frequency (C and X bands) scatterometer. *Remote Sensing of Environment*, 46, 331- 339.
 - Prevot, L., Chauki, H., Remond, A., King, C., Wigneron, J.P., Chanzy, A., Calcagno, P., and Desprats, J.F. (1998). Comparisons of ERS and multi-angular RADARSAT measurements over agricultural canopies: first results of the alpillles RE-SE-DA campaign. *2nd International Workshop on Retrieval of Bio & Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, ESA/ESTEC, Noordwijk, 1998 , 101-107.
 - Puech, C., and Gineste, P. (2003). Radar imagery and saturated areas: decreasing model equifinality. *Canad. J. Rem. Sens.*, 29 (6), 729-733.
 - Quesney, A., Le Hégarat-Masclé, S., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Wigneron, J.P., Loumagne, C., and Normand, M. (2000). Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Rem. Sens. Environ.*, 72(3), 290-303.
 - Rakotoarivony, L., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Bellemain, P. and Benallegue, M. (1996). Radar backscattering over agricultural bare soils. *J. Electromagnet. Wave*. 10(2), 187-209.
 - Reichle, R.H., Walker, J.P., Koster, R.D. and Houser, P.R. (2002). Extended versus Ensemble Kalman Filtering for Land Data Assimilation. *J. Hydrometeorol.*, 3, 728-740.
 - Richardson, L.F. (1961). The problem of contiguity: an appendix of statistics of deadly quarrels. *General Systems Yearbook*, 6, 139- 187.
 - Rignot, E.J.M. and Van Zyl, J.J. (1993). Change detection techniques for ERS-1 SAR data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 31 (4), 896-906.
 - Rind D. (1982). The influence of ground moisture conditions in North America on summer climate as modeled in the GISS GCM. *Monthly Weather Review*. 110 (10), 1487-1494.
 - Robichaud, P.R., Molnau, M. (1990). Measuring soil roughness changes with an ultrasonic profiler. *Transactions of the ASAE*, 33, 1851-1858.
 - Robinson, N. (1966). Solar Radiation. Elsevier. Amsterdam, Netherlands.
 - Robinson, D.A., Gardner, C.M.K., and Cooper, J.D. (1999). Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity. *J. Hydrol.*, 223, 198-211.
 - Rombach, M., and Mauser, W. (1997). Multi-annual analysis of ERS surface soil moisture measurements of different land uses. In *Proc. of the Third ERS Symposium: Space at the Service of Our Environment*, Florence 1997, ESA-SP- 414, I, 27-34.
 - Römken M.J.M. and Wang J.Y. (1985). Soil roughness changes of tillage systems from rainfall. *Am. Soc. Agric. Eng. Paper*, no. 85-2048.
 - Römken M.J.M. and Wang J.Y. (1986). Effect of tillage on surface roughness. *Trans. ASAE*, 29, 429-433.
 - Römken, M.J.M., Wang J.Y. and Darden, R.W. (1988). A laser microreliefmeter. *Trans.ASAE*. 31(2):408-413.

- Römken, M.J.M., Helming, K., and Prasad, S.N. (2001). Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness and soil water regimes. *CATENA*, 46, 103-123.
- Rosich, B. and Meadows, P. (2004). Absolute calibration of ASAR level 1 products generated with PF-ASAR. ESA Technical Note, Issue 1, Review 4. Reference: ENVI-CLVL-EOPG-TN-03-0010.
- Roth, K., Schulín, R., Fluhler, H., and Attinger, W. (1990). Calibration of TDR for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2267-2273.
- Rouvier, S., Bachelier, S., Borderies, P., Chenierie, I., Souyris, J. C., Le Toan, T., and Borgeaud, M. (1997). Electromagnetic scattering and fractal analysis of bare soil surfaces. In *Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'97)*, Singapore, 4-8 August 1997.
- Rowntree, P.R., and Bolton, J.A. (1983). Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart J. R. Met. Soc.*, 109, 501-526.
- Saich P, Borgeaud M. (2000). Interpreting ERS SAR signatures of agricultural crops in Flevoland, 1993-1996. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(2), 651-657.
- Saleh A. (1993). Soil roughness measurement: chain method. *J. Soil and Water Conserv.*, 48, 527-529.
- Sanchez-Perez, J.M., Laurent, J.P., Bohy, M., Auzet, A.V., and Thony, J.L. (1999). Evaluación de un nuevo método de caracterización del perfil hídrico del suelo a partir de la inversión de una sola señal TDR. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Eds. R. Muñoz-Carpena, A.Ritter, C. Tascón. ICIA:Tenerife.
- Sandholt, I., Andersen, J., Dybkjaer, G., Nyborg, L., Lo, M., Rasmussen, K., Refsgaard, J.C., Jensen, K.H., and Toure A. (2003). Integration of earth observation data in distributed hydrological models: the Senegal river basin. *Can. J. Remote Sensing*, 29(6), 701-710.
- Sano, E. E., Moran, M. S., Huete, A. R. and Miura, T. (1998). C- and multi-angle Ku-band synthetic aperture radar data for bare soil moisture estimation in agricultural areas. *Remote Sens. Environ.*, 64(1), 77-90.
- Sayles, R.S. and Thomas, T.R., 1978. Surface topography as a non-stationary random process, *Nature*, 271: 431-434.
- Schlosser, C.A. and Milly, P.C.D. (2002). A model-based investigation of soil moisture predictability and associated climate predictability. *J. Hydrometeorol.*, 3(4), 483-501.
- Seibert, J. and McDonnell, J.J. (2002). On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resour. Res.*, 38(11), 1241.
- Seuffert, G., Gross, P., Simmer, C. and Wood, E.F. (2002). The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrologic model. *J. Hydrometeorol.*, 3 (5), 505-523.
- Shepherd, N. (2000). Extraction of beta nought and sigma nought from RADARSAT CDPF products (Tech. Rep.). Ottawa, Canada: Altrix systems.
- Shi, J., Wang, J., Hsu, A., O'Neill, P., and Engman, E. T. (1997). Estimation of Bare Surface Soil Moisture and Surface Roughness Parameter using L-Band SAR Image Data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 35(5): 1254-1266.
- Shukla J. and Mintz Y.C. (1982). Influence of land surface evapotranspiration on the Earth's climate. *Science*, 2115, 1498-1501.
- Soares, J. V., Bernard, R., and Vidal-Madjar, D. (1987). Spatial and temporal behaviour of a large agricultural area as observed from airborne C-band scatterometer and thermal infrared radiometer. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(7), 981-996.
- Soil Survey Staff. (1993). Soil survey manual. SCS. U.S. Dep. Agric. Handb. 18. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C.
- Stauffer, D.R. and Seaman, N.L. (1990). Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: experiments with synoptic scale data. *Monthly Weather Rev.*, 118(6), 1250-1277.
- Starr, J. L., and Paltineanu, I. C. (1998). Real-time soil water dynamics over large areas using multisensor capacitance probes and monitoring system. *Soil Till. Res.* 47, 43-49.
- Stiles, J.M. and Sarabandi, K. (2000). Electromagnetic scattering from grassland. I: A fully phase-coherent scattering model, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38, 339-348.
- Su, Z., Troch, P. A., and De Troch, F. P. (1997). Remote sensing of soil moisture using EMAC/ESAR

data. *Int. J. Remote Sensing*, 18(10), 2105–2124.

- Sultan-Salem, A.K. and Tyle, G.L. (2004). Validity of the Kirchhoff Approximation for Electromagnetic Wave Scattering From Fractal Surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 42(9), 1860-1870.
- Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Emblanch, Ch., and Normand, M. (1996). Taking into account vegetation effects to estimate soil moisture from C-band radar measurements. *Rem. Sens. Environ.*, 56, 52-56.
- Takken, I. and Govers, G. (2000). Hydraulics of interrill overland flow on rough, bare soil surfaces. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 25, 1387-1402.g
- Topp, G.C., Davis, J.L., and Annan, A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16(1), 574–588.
- Toure, A., Thomson, K.P.B., Edwards G., Brown R.J. and Brisco B.G. (1994). Adaptation of the MIMICS Backscattering model to the agricultural context – wheat and canola at L and C bands. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 32(1), 47-61.
- Troch, P.A., Paniconi, C. and McLaughlin, D. (2003). Catchment-scale hydrological modeling and data assimilation, *Advances in Water Resources*, 26, 2, 131-135.
- Ulaby, F. T., Batliva, P. P., and Dobson, M. C. (1978). Microwave Backscatter Dependence on Surface Roughness, Soil Moisture and Soil Texture; Part 1 - Bare Soil. *IEEE Trans. Geosci. Electron. GE-16*(4): 286-295.
- Ulaby, F. T., Bradley, G. A., and Dobson, M. C. (1979). Microwave backscatter dependence on surfaces roughness, soil moisture and soil texture: Part II - vegetation-covered soil. *IEEE Trans. Geosci. Electr.*, GE-17, 33–40.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., and Fung, A.K. (1982a). *Microwave Remote Sensing, Active and Passive, Volume II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*. Artech House, Inc.
- Ulaby, F.T., Kouyate, F., Fung, A.K., and Sieber, A.J. (1982b). A backscatter model for a randomly perturbed periodic surface. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, GE-20(4), 518-528.
- Ulaby, F.T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1986). *Microwave Remote Sensing, Active and Passive, Volume III: from Theory to Applications*. Artech House, Inc.
- Ulaby, F.T., and Elachi, C. (1990). *Radar polarimetry for geoscience applications*. Artech House, 364 pp., Norwood, MA.
- Ulaby, F.T., and El-Rayes, M.A. (1987). Microwave dielectric spectrum of vegetation-Part II: Dual-Dispersion Model. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, GE-25(5), 550-557.
- Ulander, L. (1996). Radiometric slope correction of synthetic aperture radar images. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 34(5), 1115–1122.
- USDA-SCS (U. S. Department of Agriculture – Soil Conservation Service) (1985). *Nationan Engineering Handbook, Section 4, Hydrology*. USDA, Washington D.C.
- Valera, D.L. (1999). *Medida sin contacto y análisis del microrrelieve de los suelos agrícolas. Aplicación al estudio experimental de los daños provocados por el paso de tractores sobre campos de cultivo*. PhD Disertation. Universidad de Almeria. España.
- van de Griend, A.A., Camillo, P.J., and Gurney, R.J. (1985). Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations. *Water Resour. Res.*, 21(7), 997-1009.
- van Oevelen, P.J. and Hoekman, D.H. (1999). Radar backscatter inversion techniques for estimation of surface soil moisture: EFEDA-Spain and HAPEXSahel case studies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37(1), 113–123.
- van Overmeeren, R.A., Sariowan, S.V., and Gehrels, J.C. (1997). Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content; results of comparative measurements at two sites. *J. Hydrol.*, 197(1/4), 316-338.
- Verhoest, N.E.C. (2000). *Retrieval of soil moisture information from synthetic aperture radar data*. PhD Dissertation, Ghent University, Belgium
- Vidal Vázquez, E. y Paz González, A. (2003). Evolución del microrrelieve de la superficie del suelo medido a diferentes escalas. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*, Vol. VI, 203-208.
- Villasenor, J.D., Fatland, D.R., Hinzman, L.D. (1992). Change detection on Alaska North slope using repeat-pass ERS-1 SAR images *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 31(1), 227-236.

- Wagner, L.E. and Yu, Y. (1991). Digitization of profile meter photographs. *Transactions of the A. S.A.E.*, 34 (2): 412-416.
- Wagner, W. and Scipal, K. (2000). Large-scale soil moisture mapping in western Africa using the ERS scatterometer. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 38 (4), 1777-1782.
- Wang, J.R., Hsu, A., Shi, J.C., O'Neill, P.E. and Engman, E.T. 1997. A comparison of soil moisture retrieval models using SIR-C measurements over the Little Washita River watershed. *Remote Sens. Environ.*, 59, 308-320.
- Weeks R., Smith M.O., Pak K. and Gillespie A.R. (1997). Inversions of SIR-C and AIRSAR data for the roughness of geological surfaces, *Rem. Sens. Envir.* 59, 383-396.
- Wegmüller, U., Mäzler, C., Hüppi, R., and Schanda, E. (1994). Active and passive microwave signature catalog on bare soil (2-12 GHz). *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 32(3), 698-702.
- Wetzel, P.J., and Chang, J.T. (1987). Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Clim. App. Meteo.*, 26, 18-27.
- Wigneron, J. P., Schmugge, T., Chanzy, A., Calvet, J. C., and Kerr, Y. (1998). Use of Passive Microwave Remote Sensing to Monitor Soil Moisture. *Agronomie*, 18(1), 27-43.
- Wooding, M. G., Zmuba, A. D. and Griffiths, G. H. (1994). Crop discrimination using multi temporal ERS-1/SAR data. Proc. 2nd ERS-1 Symp., Hamburg, ESA SP-361, Vol. 1, pp. 51-56.
- Wraith, J.M., and Das, B.S. (1998). Monitoring of soil water and ionic solute distributions using TDR. *Soil Till. Res.*, 47, 145-150.
- Wu, T.D., Chen, K.S., Shi, J.C. and Fung, A.K. (2001). A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 39(9), 2040-2050.
- Yamasaki, H., Akawa, J., Takahashi, A., Okamoto, K. and Ihara, T. (1991). Measurements of soil backscatter with a 60 GHz scatterometer. IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS'91, 2, 403-406.
- Yeh, T.C., Wetherald, R.T. and Manabe, S. (1984). The effect of soil moisture on the short term climate and hydrology change – a numerical experiment. *Mon. Weather Rev.*, 112(3), 474-490.
- Yu, C., Warrick, A.W., Conklin, M.H., Youg, M.H., and Zreda, M. (1997). Two and three parameter calibrations of time domain reflectometry for soil moisture measurement. *Water Resour. Res.*, 33(10), 2417-2421.
- Zapata, N., Playán, E., and Faci, J.M. (2000). Elevation and infiltration in a level basin. II. Impact on soil water and corn yield. *Irrig. Sci.*, 19, 165-173.
- Zhang, X. and Lindstrom, G. (1997). Development of an Automatic Calibration Scheme for the HBV Hydrological Model. *Hydrol. Proc.*, 11, 1671-1682.
- Zobeck, T. M. and Popham, T. W. (1998). Wind erosion roughness index response to observation spacing and measurement distance. *Soil & Till. Res.*, 45, 311-324.
- Zribi, M., Ciarletti, V., Taconet, O., Paillé, J., Boissard, P., Chapron, M., (2000). Characterisation of the soil structure and microwave backscattering based on numerical three dimensional surface representation: Analysis with a Brownian model. *Rem. Sens. Environ.*, 72, 159-169.
- Zribi, M., Taconet, O., Le-Hegarat-Masclé, S., Vidal-Madjar, D., Emblanch, C., Loumagne, C. and Normand, M. (1997). Backscattering behavior and simulation comparison over bare soils using SIR-C/X-SAR and ERASME 1994 data over Orgeval. *Rem. Sens. Environ.*, 59(2), 256-266.
- Zribi, M., Taconet, O., Ciarletti, V. and Vidal-Madjar, D. (2002). Effect of row structures on radar microwave measurements over soil surface. *Int. J. Remote Sensing*, 23(24), 5211-5224.
- Zribi, M. and Dechambre, M. (2002). A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data. *Rem. Sens. Environ.*, 84, 42– 52.